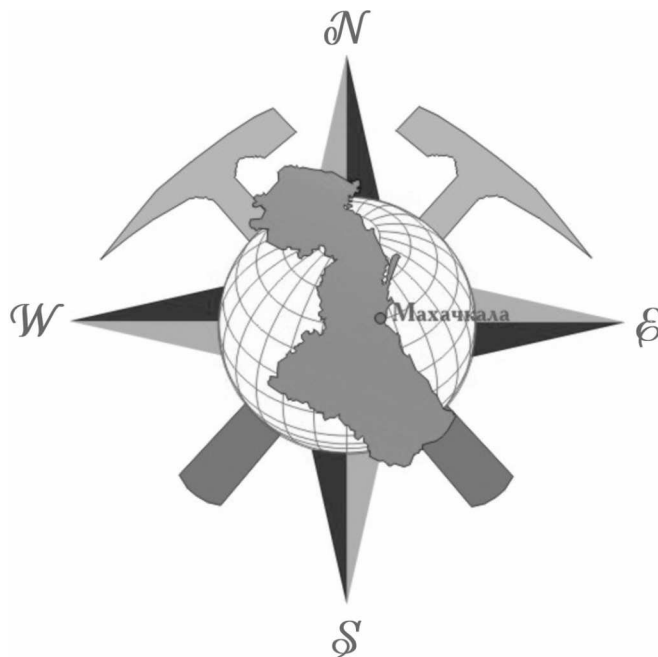


УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН
ПРАВИТЕЛЬСТВО РЕСПУБЛИКИ ДАГЕСТАН
ДАГЕСТАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
«ДАГЕСТАННЕДРА»

Сборник научных статей
Выпуск № 57

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАВКАЗА

Материалы научно-практической конференции
(5-8 сентября 2011 г)



ДИНЕМ
Махачкала 2011

УДК 551+553.04(479+262.81+470.6)

Труды Института геологии ДНЦ РАН. Геология и полезные ископаемые Кавказа. Материалы научно-практической конференции (5-8 сентября 2011 г). Вып. 57. – Махачкала, 2011. – 327 с.

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит статьи, представленные на научно-практическую конференцию «Геология и полезные ископаемые Кавказа», к 55-летию со дня основания Института геологии Дагестанского научного центра Российской академии наук (5-8 сентября 2011 г.), где обобщены результаты научно-исследовательских и геолого-разведочных работ на различные виды минерального сырья, рассмотрены геологические, гидрогеологические, геоэкологические, сейсмические и геоинформационные проблемы Кавказа. Дана оценка состояния разрабатываемых научных направлений в области наук о Земле в регионе и обоснованы перспективы развития дальнейших исследований. Рассчитан на специалистов геологов широкого профиля, а также читателей, интересующихся науками о Земле.

Редакционная коллегия: Черкашин В.И., Мамаев С.А., Магомедов Р.А., Ибаев Ж.Г.

ISBN 978-5-91446-012-6

© Институт геологии ДНЦ РАН

Институт геологии как структура сформировался на базе Отдела геологии нефти Дагестанского филиала академии наук СССР, который в свою очередь был сформирован на базе Дагестанского отряда комплексной южной геологической экспедиции Академии наук СССР и МГУ. Институт геологии был создан в 1956 году Постановлением президиума Академии наук СССР от 17 августа 1956 г. и, являясь региональным многоотраслевым учреждением академического профиля, в силу своей специфики призван решать как фундаментальные, так и прикладные задачи, продиктованные запросами того времени народного хозяйства Республики Дагестан и региона в целом. По кадровому составу и научному заделу Институт геологии изначально был нацелен на анализ геологоразведочных работ на нефть и газ в Дагестане. Это связано, в первую очередь, с потребностью Республики в энергетическом потенциале, а также обнаружением комплексной экспедицией, под руководством профессора И.О. Брода, мезозойской нефти в карбонатной толще верхнего мела на площади Сели. Это породило цепь взаимосвязанных научных проблем: геохимическая битуминология; миграция нефти и газа; трещиноватые коллекторы; структурный фактор локализации скоплений углеводородов; роль подземных вод и т.д. Создание академического учреждения геологического профиля в Дагестане было обусловлено не только возрастающей потребностью Республики в топливно-энергетических, минерально-сырьевых ресурсах, но и нефтегазодобывающей промышленности. Одновременно, по инициативе организатора Института геологии академика АН Аз ССР, члена-корреспондента СССР Амирханова Х.И. были начаты работы по абсолютной геохронологии, гидрогеотермии и экспериментальной геотермии. В 60-е годы каждое из этих направлений получило развитие и заслуженное признание в СССР и за его пределами. В целом успехи геотермических исследований позволили создать в 1980 году при ДагФАН СССР специализированный Институт проблем геотермии.

Необходимо отметить еще одно научное направление – сейсмология, которое зародилось также при поддержке Х.И. Амирханова. Это направление получило мощное развитие и научно-организационное оформление после землетрясения в Дагестане в 1970 году. Комплексная экспедиция АН СССР и союзных республик позволила развернуть в Дагестане сеть сейсмологических станций, объединенную затем в опытно-методическую сейсмологическую партию.

Со дня основания Институт геологии претерпел ряд существенных структурных изменений. В 1963 г. он был передан из системы АН СССР в Госгеолком СССР (впоследствии Мингео СССР), а в 1969 г. он был вновь возвращен в состав Дагфилиала АН СССР. Трудно представить, как сложилась бы судьба института, если бы руководство Дагфилиала АН СССР (Х.И. Амирханов, А-Г.К. Алиев, К.С. Магатаев) не проявило достаточную настойчивость в требованиях вернуть институт в Академию наук СССР. И это оказалось исторически оправданным, т.к. с развалом Советского Союза распалась практически и вся его геологическая служба (упразднены Мингео СССР и РФ).

Сегодня Институт сочетает в себе элементы территориального научного учреждения, и в то же время отражает фундаментальные поисковые направления, характерные для современного этапа развития наук о Земле. В своей деятельности институт основное внимание уделяет изучению региональной геологии, которая, прежде всего, опирается на условия конкретного региона Восточного Кавказа, внося вклад и в фундаментальную геологическую науку. За эти годы в институте геологии сформировались и успешно развивались различные научные направления. В 2008 году ОНЗ РАН были утверждены три новых направления, которые формировались в ходе совместных исследований с известными центрами страны по проблемам, далеко выходящим за рамки региона, но и в тоже время отражающими его специфику.

1. – Геологическое строение, геодинамика и вещественный состав осадочно-породных бассейнов Кавказа, Предкавказья, акватории Каспия и закономерности размещения в них полезных ископаемых различного генетического типа (нефть, газ, подземные воды, рудное и нерудное сырье);

2. – Теоретические и прикладные аспекты сейсмичности крупных тектонических структур, разработка принципов и проведение районирования сейсмоопасных территорий, выявление предвестников землетрясений;

3. – Геоэкология горных, равнинных и морских территорий Юга России, влияние антропогенного фактора на природную среду.

В План научно-исследовательских работ Института вошли 7 тем по 7 основным направлениям фундаментальных исследований Программы фундаментальных научных исследований РАН на периоды 2007-2011 гг. (Постановление Президиума РАН от 22 декабря 2007 г. №10103-30). Научные исследования Института в 2011 году проводятся по следующим основным приоритетным направлениям фундаментальных исследований:

7.1. Изучение строения и формирования основных типов геологических структур и геодинамических закономерностей вещественно-структурной эволюции твердых оболочек Земли. Фундаментальные проблемы осадочного породообразования, магматизма, метаморфизма и минералообразования;

7.2. Периодизация истории Земли, определение длительности и корреляция геологических событий на основе развития методов геохронологии, стратиграфии и палеонтологии;

7.6. Осадочные бассейны и их ресурсный потенциал. Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа,

7.7. Комплексное освоение недр и подземного пространства Земли. Разработка новых методов освоения природных и техногенных месторождений. Развитие нефтегазового комплекса России;

7.9. Динамика и охрана подземных и поверхностных вод. Ледники. Проблемы водоснабжения страны;

7.11. Катастрофические процессы природного и техногенного происхождения, сейсмичность - изучение и прогноз;

7.12. Эволюция окружающей среды и климата под воздействием природных и антропогенных факторов. Научные основы рационального природопользования. Использование традиционных и новых источников энергии.

Основные усилия Института геологии направлены на исследования: геологической структуры; закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых Дагестана; изучение сейсмического режима Восточного Предкавказья и сопредельных районов; выявление предвестников землетрясений и других опасных геологических процессов; и техногенной сейсмичности, проведение сейсморайонирования Восточного Кавказа; комплексных гидрогеологических; геотермических; инженерно-геологических работ – в частности: на исследования стратиграфии; литологии; тектоники и нефтегазоносности мезозоя; гидрогеологии; рудной и нерудной геологии; геоэкологии Дагестана. Кроме вышеназванных исследований, важным на сегодня представляется изучение четвертичной геологии и геоморфологии. Дагестан включает разнообразные геоморфологические объекты, которые рассматриваются как уникальные природные модели с многообразием ландшафтов и генетических типов осадков (от ледниковых до морских), содержащих значительные запасы пресной воды, стройматериалов и других полезных ископаемых. Эти исследования послужат научной основой для поисков полезных ископаемых, инженерно-геологического и сейсмологического районирования. В частности, только на основе анализа мощностей четвертичных отложений выявлено значительное количество локальных поднятий, подтвержденных последующими геофизическими работами, на ряде из них были открыты залежи нефти и газа. При значительных запасах минерального сырья Дагестан обладает еще большими потенциальными возможностями. Наша задача состоит в том, чтобы с минимальными затратами расширить минерально-сырьевую базу республики. Выполнение этой ответственной задачи, с учетом дальнейшего повышения эффективности поисков месторождений, требует разработки глубоко обоснованных конкретных прогнозов применительно к различным видам полезных ископаемых. Все это позволит увеличить количество рабочих мест в республике и снизить социальную напряженность.

Итог многолетней деятельности Института геологии – 225 научных отчетов по различным аспектам наук о Земле, 59 авторских свидетельств и патентов на изобретения по совершенствованию геофизических приборов и методов прогноза землетрясений, 314 практических рекомендаций по ведению геологоразведочных и поисковых работ, прогнозу опасных геологических процессов, 63 тематических сборников, 59 монографий, 25 изданных специальных карт. Через аспирантуру и соискательство института подготовлено более 40 кандидатов наук.

В настоящее время в институте работает 95 человек (54 научных сотрудника) из них 5 докторов наук; 17 кандидатов наук; Заслуженный геолог РФ -1; заслуженный эколог РФ – 1; заслуженный деятель науки РФ – 1; заслуженный работник высшей школы -1; заслуженный деятель науки РД – 3; заслуженный изобретатель РД – 1; заслуженный работник охраны природы – 2; заслуженный нефтяник РД – 1; Почетный разведчик недр – 1; Почетный работник высшего профессионального образования РФ – 1; в 2010 году трое сотрудников института стали лауреатами премии МПР РФ (РосГео – РосНедра).

СЕКЦИЯ 1

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА

РОЛЬ ФАЦИАЛЬНОГО КОНТРОЛЯ В НАКОПЛЕНИИ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД И КОЛЛЕКТОРОВ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОГО БОРТА СРЕДНЕ-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА

*Алиева Э., Гулиев И., Гусейнов Д., Фейзуллаев А., Черкашин В., Магомедов Ю.,
Кадиров Ф., Вагабов П.*

Институт геологии НАН Азербайджана, Институт геологии ДНЦ РАН

История геотектонического развития западного борта Средне-Каспийской впадины (СКВ) может быть восстановлена начиная со среднего и, возможно, раннего лейаса, так как более древние отложения на этой территории нигде не обнажаются.

В лейасе зона максимального прогибания располагалась в центральной части Сланцевого Дагестана, где отложения нижнего и среднего лейаса представлены глинистыми осадками с редкими прослоями песчаников.

В конце тоарского века в северо-восточной и восточной частях бассейна начинается формирование угленосной толщи.

В ааленский век ось прогиба перемещается к северо-востоку. В целом, мощность среднеюрских отложений уменьшается и в юго-восточном направлении вдоль береговой зоны Каспия в структурах Восточной и Приморской антиклинальной зон. Широкое распространение в Центральном и Южном Дагестане получают угленосные отложения. Предкавказская (Среднекаспийская) суша является основным источником песчаного материала. Вдоль нее с северо-запада на юго-восток протягивается широкая полоса развития глинисто-песчаных отложений низовьев рек, стекавших с Предкавказской суши, заболоченных дельтовых равнин, переходящих в зону лагун, озер и заливов.

Область дельтовой равнины отделяется от открытого моря полосой развития мощных песчаных пачек баровых отмелей.

Мощность угленосной фации нижнего аалена в предгорной части Южного Дагестана составляет 500-1000м. Увеличение мощностей до 2000 м и замещение угленосной песчано-глинистой фации более глубоководными песчано-алеврито-глинистыми отложениями происходит в южном направлении в сторону азербайджанской части бассейна.

В позднем аалене продолжается расширение бассейна. Депоцентр смещается на левобережье р.Самур, где накапливаются преимущественно глинистые осадки позднего аалена мощностью до 1700м. Количество песчаного материала увеличивается в северо-восточном направлении, что, очевидно указывает на наличие источника сноса на северо-востоке – Предкавказская суша.

В прибрежной зоне Южного Дагестана мощность верхнеааленских песчано-глинистых отложений по данным бурения достигает 320-330м. Следует отметить, что область распространения угленосной фации в позднем аалене по сравнению с раннеааленским бассейном значительно сузилась и сместилась на северо-восток.

В начале байосса продолжается воздымание Самур-Шахдагской геоантиклинали, которая превращается в источник сноса осадочного материала

У береговой линии Каспийского моря существовала впадина, где накапливались глинисто-алевритовые породы значительной мощности – до 800м. В юго-восточном направлении мощность байосских отложений постепенно уменьшается до 700м на пл.Ялама и до 550м на пл.Худат. Во всех указанных районах кровля байосса размыта и несогласно перекрывается отложениями барремского яруса. В Кусаро-Хачмасской зоне перерыв в осадконакоплении продолжался до сармата, что отразилось на мощностях байосских отложения, которая составляет на пл.Хачмас 200м. Согласно гравиметрическим аномалиям Среднекаспийская суша отступила на северо-восток, но продолжала являться основным источником сноса осадочного материала в эту часть бассейна.

Фациальный анализ позволяет утверждать, что по сравнению с ааленским веком в нижнем байосе наблюдается некоторое углубление бассейна и формирование относительно дистальных фаций, которые, тем не менее, варьировали в пределах прибрежно-мелководных-мелководных условий в районе структуры Ялама-Самур и прилегающих прогибах. В юго-

западном направлении от Ялама-Самур в южной части Северо-восточного Азербайджана, и в северо-западном направлении в Центральном Дагестане осадконакопление происходило в относительно глубоководных фациях.

Исходя из того, что поднятие Ялама-Самур в байосском бассейне было одним из наиболее приподнятых участков, можно предположить существование здесь прибрежно-мелководных условий в раннебайосское время, в которых могли накапливались маломощные песчаники, алевролиты, глинистые осадки.

В позднебайосское время отмечается дальнейшее расширение границ бассейна. Среднекаспийская суша отодвигается на север, зона относительно глубоководных неритовых фаций расширяется и приближается к современной береговой линии. В целом фациальный состав верхнебайосских отложений имеет более монотонный характер. Литологически данные отложения в пределах всего района исследований представлены частым переслаиванием песчаных, алевролитовых и глинистых пород.

В батском времени площадь морского бассейна значительно сокращается. Общее поднятие, охватившее всю территорию северного склона восточной части Большого Кавказа, приводит к размыву отложений юры в Присамурской зоне Южного Дагестана и Северо-восточном Азербайджане в конце батского века, в том числе в офшорной части бассейна, где отложения батского яруса или вовсе не отлагались или маломощные их осадки были уничтожены последующими размывами, которые в указанных районах продолжались до позднего баррема.

В начале келловей площадь бассейна седиментации еще более сокращается, развивается мелководное море с нормальной соленостью. К концу келловейского времени накапливаются, в основном, глинистые и известковые породы, в изолированных частях бассейна отлагаются доломиты. Депоцентр в келловейское время размещался в районах Центрального Дагестана, где мощность келловейских отложений доходит до 400м. Вся территория Северо-восточного Азербайджана покрыта сушей

В оксфордское время происходит дальнейшее сокращение площади акваториальной области, развивается лагунный режим седиментации, сопровождающийся накоплением известковых и доломитовых отложений. Терригенная седиментация почти полностью прекращается. Как и в келловее, максимальное накопление осадков имеет место в районе Центрального Дагестана

Продолжающаяся регрессия моря достигает максимума в титонском веке. Максимальное накопление осадков происходит в центральной части территории Горного Дагестана - более 500м. Вся территория Предгорного Дагестана и Присамурская зона являлись областями размыва.

Палеогеографический и литофациальный анализы свидетельствуют о том, что в средней юре исследуемый район Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана представлял собой единый бассейн седиментации. В послепатское время до готерива включительно эта территория представляла собой единую сушу. В послеготеривское время бассейн седиментации изучаемого района разделялся на два изолированных прогиба - субширотный Кусар-Дивичинский на юге с продолжением в море (Северо-Абшеронский прогиб) и субмеридиональные Восточно и Южно-Дагестанский, отделенные от Кусар-Дивичинского прогиба палеосушей (Агзыбирчалинская суша). Структура Ялама-Самур примыкает ко второму прогибу.

Анализ закономерностей накопления органического материала в юрских отложениях и степени его преобразованности показывает, что в сторону Ялама-Самурского поднятия в связи с приближением к источникам сноса и прибрежным фациям прогнозируется ухудшение качества органического вещества с доминированием органического вещества континентального типа.

Анализ фактических данных по западному борту СКВ позволяет утверждать, что процесс нефтеобразования здесь начинается примерно с глубины 3 км. Данные отражательной способности витринита позволяют классифицировать исследованный юрский разрез как ранне-средне зрелый для нефтегенерации. Анализ температур и мощностей юрско-меловых отложений показал, что в Присамурском прогибе вовлечены в генерацию только среднеюрские породы. В Южно-Дагестанском прогибе стратиграфический диапазон генерирующих пород расширяется, включая и нижнемеловые отложения.

Для юрского нефтегазоносного комплекса в пределах района исследований известны два типа коллекторов – поровый, характерный для среднеюрских отложений, и трещинный,

который связан с карбонатным комплексом верхней юры, имеющим ограниченное распространение.

Ааленские коллектора на разведочных площадях Предгорного Дагестана характеризуются невысокими коллекторскими свойствами. Из общей картины выпадают мощные, крупнозернистые, хорошо отсортированные, окатанные, визуальнo пористые песчаники карахской свиты нижнего аалена, протягивающиеся полосой вдоль приморской зоны с северо-запада на юго-восток и имеющие флювиально-прибрежно-морской генезис.

Коллекторские свойства байос-батских резервуаров в Предгорном Дагестане, вероятно, сильно варьируют по площади, о чем свидетельствуют результаты анализов. Некоторое улучшение их на отдельных площадях, очевидно, связано с тем, что большая часть изученных образцов взята из слоев, близких к кровельной эродированной части разреза.

Коллектора верхнеюрского комплекса являются смешанного типа. Это трещинно-поровые коллектора, сложенные трещиноватыми известняками и кавернозными доломитами, пористость которых, как указывалось выше, составляет 2,6%.

Значительный предмеловой перерыв в осадконакоплении, несомненно, играл негативную роль для сохранности залежи в юрском комплексе.

Резюмируя результаты всех выполненных комплексных региональных исследований условий образования и накопления углеводородов в пределах юго-восточного окончания Терско-Каспийского прогиба (суша и прилегающая акватория Северного Азербайджана - Южного Дагестана) можно сказать, что в целом данный район характеризуется неблагоприятными условиями для формирования крупных скоплений углеводородов в юрских отложениях

ИЗМЕНЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ОТЛОЖЕНИЙ КАЛИНСКОЙ СВИТЫ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Асланзаде Ф.Б., Алиева Э.Г.

Институт геологии НАН Азербайджана

Мощность продуктивной толщи (ПТ) в пределах Апшеронского полуострова изменяется от 500-700 м в северной и северо-западной частях полуострова (Фатмаи, Новханы, Джорат) до 3000-3500 м в юго-восточной части (Гум адасы, Зирия, Говсаны и др.).

Увеличение мощностей в указанных направлениях происходит в основном за счет приобщения к разрезу более древних свит ПТ и прогибания бассейна осадконакопления. Наибольшее распространение имеют отложения сураханской, а наименьшее калинской свиты. Песчаность отложений ПТ изменяется как по разрезу, так и по пространству. В верхнем отделе песчаность увеличивается по разрезу сверху вниз, и наиболее песчаными является отложения балаханской свиты и свиты «Перерыва».

Калинская свита (КаС) обнажается на поверхности о.Жилой и имеет ограниченное распространение в южной и юго-восточной части Апшеронского полуострова. На значительной части Апшеронского полуострова калинская свита отсутствует. Сложена глинами, мощными пачками песков и алевролитов. По данным каротажа подразумевается на 3 подсвиты – нижняя более глинистая, средняя – образованная чередованием песчаных и глинистых прослоев и верхняя – песчанистая. Пески КаС преимущественно мелко-, среднезернистые, доля грубой фракции не превышает 2%. Карбонатность пород по данным изучения свиты на площадях Гюнешли, Чираг, Азери меняется от 1 до 11%. Цемент – известково-глинистый, пористость и проницаемость составляет соответственно 18-25%, $22 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (Сулейманова, Атаева, 2002). По минералогическому составу наблюдается различие между тонкими и грубыми фракциями пород. В глинистых образованиях в тяжелой фракции присутствует марказит, целестин, ангидрид, в песчаных – преобладают минералы группы дистена и ставролита. Максимальная мощность свиты 430 м.

Нефтегазоносность калинской свиты наблюдается на месторождении Гала, Зирия (песчано-алевритовые горизонты КаС) – содержат газо-конденсатную смесь.

На месторождении Гала песчанность меняется в пределах 12,7-26%, глинистость 19,2-30,4%, карбонатность 9,2-29,0%, пористость 5,4-16,5%, проницаемость $20-132,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. По месторождению Зирия отбор данных производился в меньшем количестве в среднем песчанность составляет 10,7%, глинистость 31,1%, карбонатность 10,2%.

На Сураханском месторождении нефтегазоносность установлена на небольшом участке восточного крыла складки. в среднем по месторождению песчаность составляет 39,3%, глинистость 13,7, карбонатность 8,5, пористость 23,1.

На Гарачухурском участке залежи Калинской свиты установлены на восточном крыле и экранированы продольным разрывом, на далеком погружении этого крыла. Значения коллекторских свойств изменяются в следующих пределах: песчаность 23,1-48,8%, глинистость 14,6-29,3%, карбонатность 12,7-26,25%, пористость 10,7-20,3%, проницаемость $3,8-24,7 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. На площади Зых песчаность в подсвите КаС₁ изменяется в пределах 23,4-70,9%, глинистость 8,3-36,4%, карбонатность 6,2-10,5%, пористость 16,9-22,2%, проницаемость $20,6-354,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, по подсвите КаС₂ песчаность составляет в среднем 11,9%, глинистость 16,5%, карбонатность 13,9%, пористость 22,2%, проницаемость $297,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, по подсвите КаС₃ значения параметров составляют в среднем по песчаности 40,8%, глинистости 7,5%, карбонатности 8,2%, пористости 24,1%, проницаемости $167,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

На Говсанском нефтяном месторождении нефтегазоносные залежи приурочены к стратиграфическим ловушкам КаС₂ и КаС₃, в их пределах установлено наличие свободного газа в виде газовой шапки. В данных подсвитах коллекторские свойства изменяются в следующих пределах: КаС₁ – песчаность 21,9-44,7%, глинистость 14,5-26,6%, карбонатность 1,3-19,5%, пористость 9,8-27,6%, проницаемость $13,6-589,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$; КаС₂ – песчаность 8,1-44,4%, глинистость 11,9-34,4%, карбонатность 7,4-21,9%, пористость 11,6-18,9%, проницаемость $9,4-147,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$; КаС₃ – песчаность 32,1-52,9%, глинистость 12,8-26,4%, карбонатность 8,4-17,3%, пористость 9,1-18,9%, проницаемость $10,0-512,3 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Рассмотрим изменение коллекторских свойств на площади изучения калинской свиты. Песчаность (рис. 1) уменьшается в северо-восточном направлении и на месторождении Галя имеет наименьшее значение.

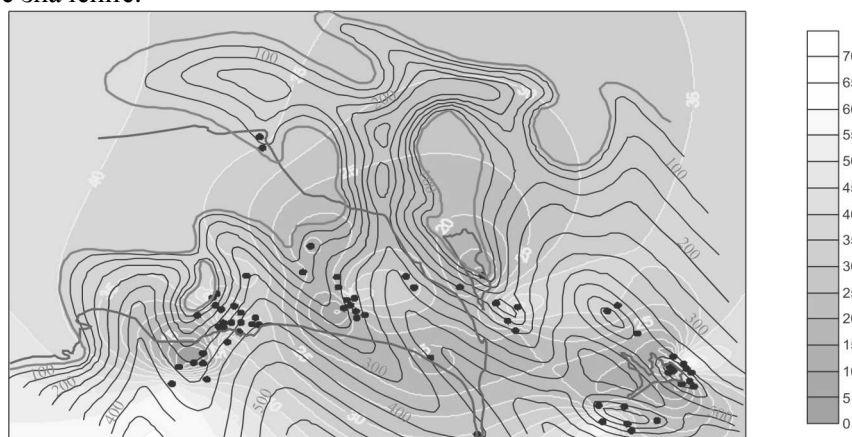


Рис. 1. Изменение песчаности калинской свиты

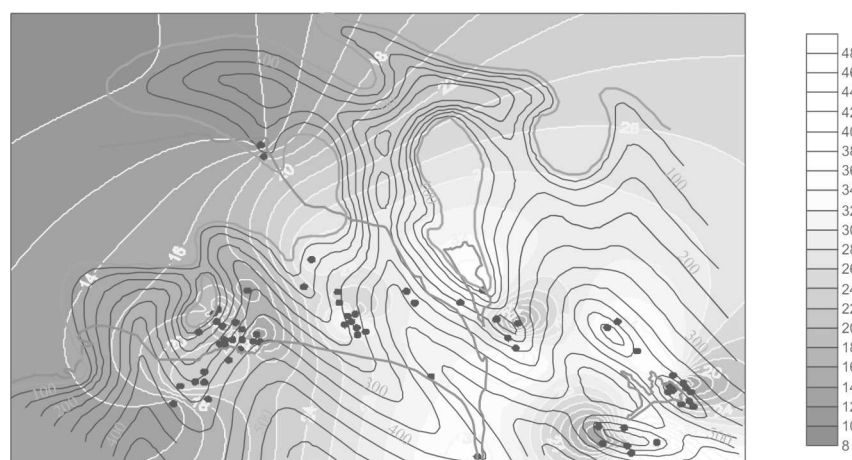


Рис. 2. Изменение глинистости калинской свиты

Глинистость (рис. 2) изменяется в меньших пределах по площади изучения, однако наименьшее значение наблюдается на месторождении Сураханы. Карбонатность (рис. 3) имеет наименьшее значение на площади Сураханы, на остальных площадях изучения особых изменений карбонатности не наблюдается. Уменьшение значения пористости (рис. 4) происходит в

сторону площади Галя в южном направлении, пористость имеет средние значения, однако в северо-западном направлении на месторождении Сураханы наблюдается наибольшее значение пористости. Критические значения проницаемости (рис.5) наблюдаются на месторождении Говсаны. В целом значения пористости имеют резкие колебания в значениях.

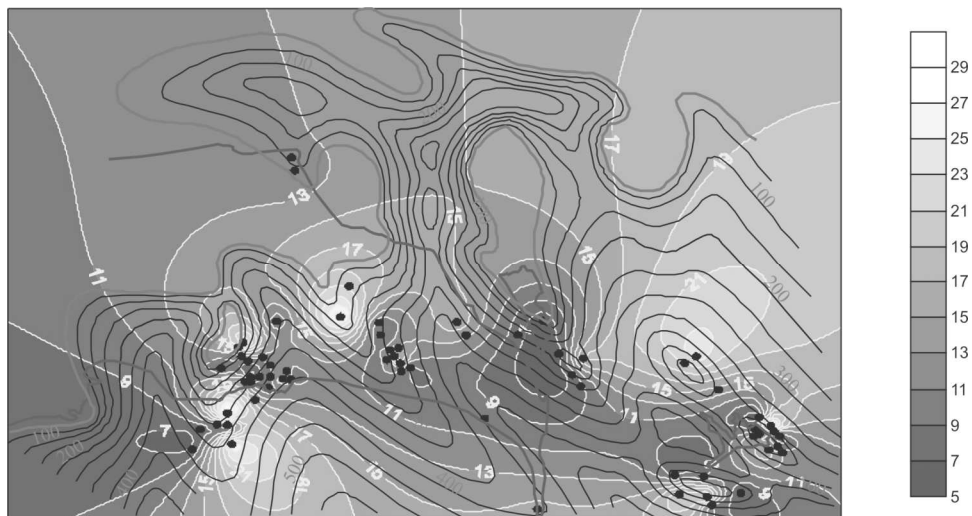


Рис. 3. Изменение карбонатности калинской свиты

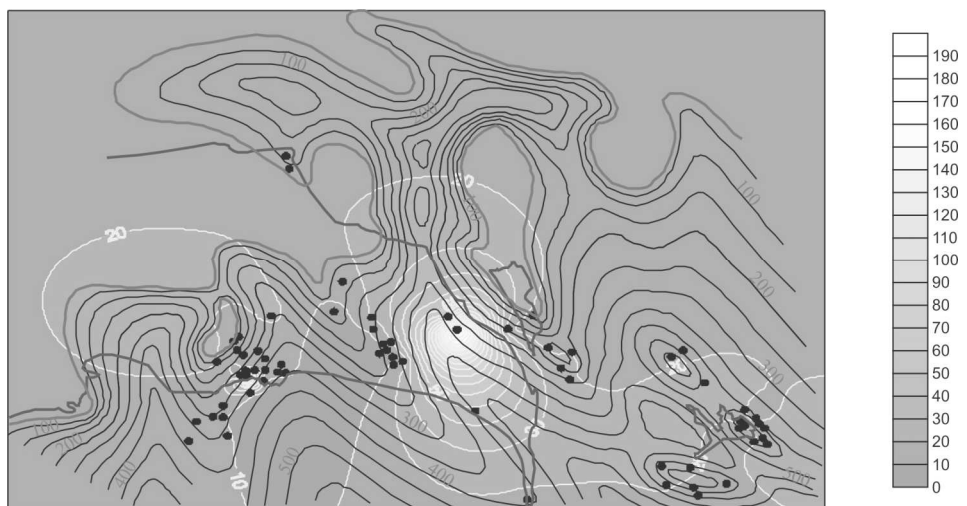


Рис. 4. Изменение пористости калинской свиты

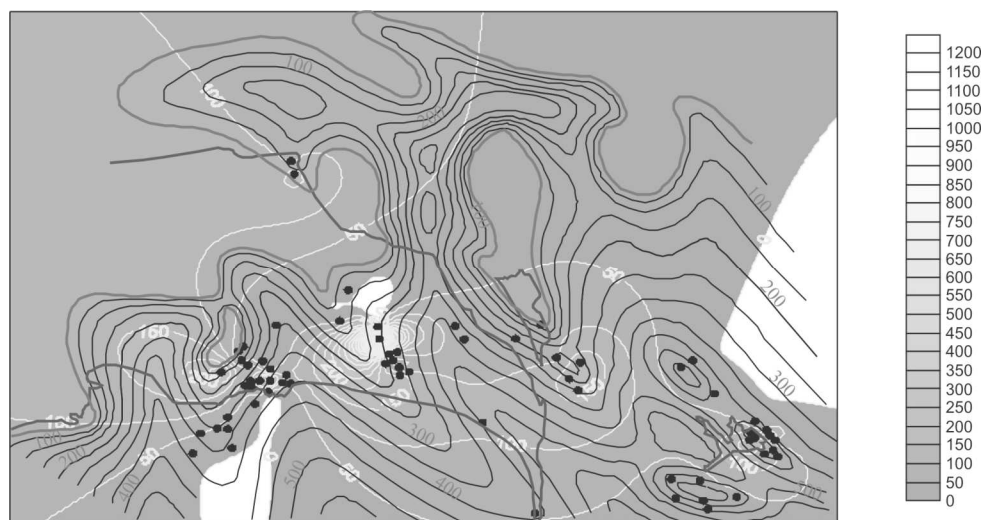


Рис. 5. Изменение проницаемости калинской свиты

Объем проведенных исследований представлен в нижеследующей таблице:

Месторождение	Число скважин	Количества отобранных образцов пород					В общем по месторождению
		Песчанистость	Глинистость	Карбонатность	Пористость	Проницаемость	
Гала	6	9	9	6	8	4	36
Гала-Дюбенди	2	25	25	-	25	25	100
Говсаны	13	141	142	145	145	145	718
Тюрканы	9	114	125	125	125	19	508
Зирия	1	2	2	2	-	-	6
Гарачухур	3	42	63	63	44	24	236
Зых	4	16	16	17	19	14	82
Гюрдяны-море	13	23	23	55	58	28	187
Бины	2	31	31	31	27	10	130
Гум адасы	9	14	14	19	17	7	71
О. Чилов	22	20	20	115	105	43	303
Халы	4	1	1	5	6	5	18
Грязевая сопка	18	61	61	62	46	19	249
Сураханы	1	6	6	5	6	-	23

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАСШИРЕНИЯ ОСОВЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ И РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ В ДАГЕСТАНЕ

*Багатаев Р.М., Гусейнова Л.Т.
Дагестаннедра*

В настоящее время из недр Дагестана добываются такие виды минерального сырья как нефть, газ, подземные воды (пресные, минеральные, термальные), строительные камни и пески, глины кирпичные и керамзитовые, песчано-гравийная смесь, ракушечный детрит, кварцевые пески. Состояние их промышленного освоения характеризуется в зависимости от продолжительности разработки и объемов добычи (табл. 1).

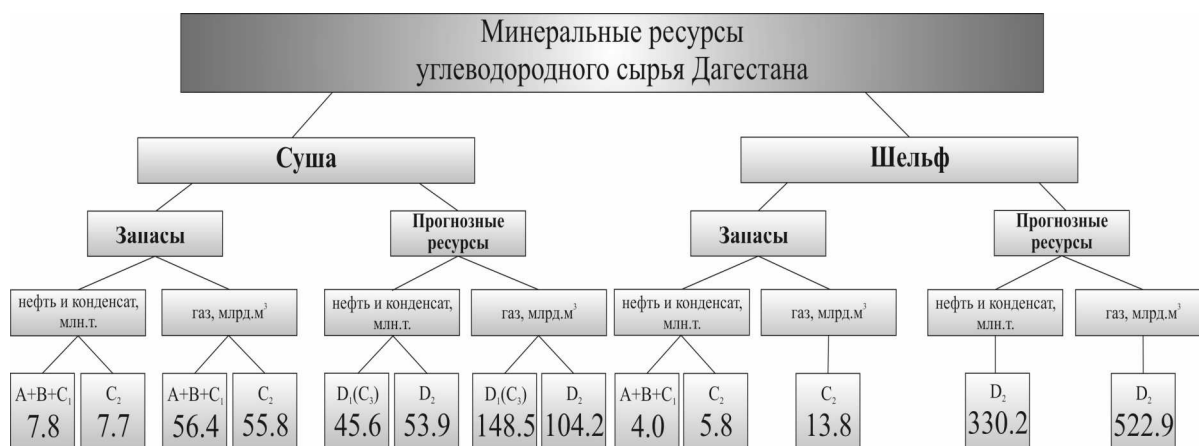
Таблица 1

динамика добычи минерального сырья

Минеральное сырье	Год						
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
1	2	3	4	5	6	7	8
Нефть и конденсат, тыс. т.	348,5	336,3	331,0	284,0	220,0	195,0	213,0
Газ свободный и попутный, млн м ³	740,5	676,9	613,0	474,0	298,0	316,0	325,0
Подземные воды:							
-пресные	364,2	414,8	413,0	406,6	406,8	414,4	420,0
-минеральные, тыс. м ³	2,8	3,0	4,7	5,0	9,8	7,9	8,0
-термальные, млн м ³	4,0	4,1	4,6	5,0	4,3	4,0	4,0
Строительное сырье, тыс. м ³	2000	2300	2500	2800	2793	2829	2830
Морская ракушка, тыс. т.	108	105	100	102	97	95	100

Нефть и газ. Разработка нефти ведется с 1936 г., а газа – с 1928 г., соответственно, накопленная добыча составляет 44,2 млн. т и 38,5 млрд м³. С начала освоения углеводородного сырья в разработке находились 52 месторождения, расположенных в двух нефтегазоносных районах (Предгорного Дагестана и Терско-Кумский) [1]. Некоторые месторождения вводятся в повторную разработку.

Структура минеральных ресурсов нефти и газа представляется благоприятной для стабилизации нефтегазодобычи (рис. 1).



Минеральные ресурсы (МР) – совокупность полезных ископаемых (ПИ), залегающих в недрах, доступных и пригодных для промышленного использования.

Минерально-сырьевая база (МСБ) – часть МР подготовленная к освоению или – запасы.

Рис. 1. Структура минеральных ресурсов нефти и газа

Однако разрабатываемые месторождения представляются как выработанные на 70-80 % и обводненные на 80-90 %. Госбаланс запасов полезных ископаемых на суше Дагестана включает 54 месторождения, по которым учитываются запасы нефти и конденсата в количестве 15,5 млн т., газа - 112,3 млрд м³, также прогнозные ресурсы, соответственно – 85,2 млн т. и 252,7 млрд м³.

Последние годы для расширения освоения нефти и газа и стабилизации добычи продолжается геологическое изучение нефтегазоносности территории Дагестана по следующим направлениям.

- Поиски, разведка и оценка новых залежей:
 - в триасовых и нижнемел-юрских отложениях Равнинного Дагестана;
 - в верхне-меловых, нижне-мелюрских отложениях Предгорного Дагестана.
- Геолого-поисковые работы с целью подготовки потенциально нефтегазоносных структур под поисковое бурение:
 - в пределах Российского сектора шельфа Каспия, прилегающего к Дагестану;
 - на нефтегазоносном Предгорного Дагестана и перспективном Терско-Сулакском районе.
- Сейсморазведочные работ на участках недр, ранее находившихся в разработке для оценки запасов (их качества и количества) и нового оконтуривания нефтегазоносных залежей, вовлечение их в повторную разработку.
- Уточнение количественной и геолого-экономической оценки ресурсов нефти, газа и газового конденсата с учетом полученных в последние годы новых геологических результатов, а также установленного очевидного несоответствия с ранее утвержденными ресурсами в недрах.
- Тематические и научно-исследовательские работы с целью подготовки участков недр для лицензирования.

В республике имеется достаточный потенциал для стабилизации ситуации в нефтегазодобывающей отрасли. При должном финансировании и выполнении геологоразведочных работ на участках распределенного фонда недр, шансы стабилизировать добычу нефти с конденсатом в пределах 300 тыс. т. и газа – 600 млн м³ в год очевидны. Площадь земель перспективных на углеводородное сырье составляет более 28 тыс. км² суши и 9 тыс. км² акватории Каспия в пределах 12-ти мильной зоны. Начальные суммарные ресурсы суши и шельфа оцениваются до 1,5 млрд т. условного топлива.

На территории суши республики выделяются Терско-Кумский и Предгорного Дагестана нефтегазоносные районы, а также перспективная Терско-Сулакская впадина. В Дагестанской части Российского сектора акватории Каспия прослеживаются восточные окончания известных геолого-структурных элементов суши перспективных на нефть и газ.

В стратиграфическом разрезе нефтегазоносность установлена до глубин 4000-5600 м в неоген-палеогеновых, верхне- и нижнемеловых, юрских и триасовых отложениях.

На нефть и газ пробурено более 2700 скважин различной глубины. Проведенной в 2003-2005 гг. инвентаризацией установлено их состояние. Подавляющее большинство скважин

распределенных участков недр находятся в не удовлетворительном техническом состоянии. Необходим их систематический ремонт.

Все это указывает на благоприятные перспективы стабилизации добычи нефти с конденсатом и газа.

Подземные воды. По природным свойствам на территории Республики разведаны запасы подземных вод следующих групп.

1. Подземные воды, используемые для хозяйственно-питьевого водоснабжения, орошения земель и производственно-технических нужд.
2. Минеральные воды, имеющие лечебное значение.
3. Теплоэнергетические воды, служащие источником теплоснабжения, городов и поселков.
4. Промышленные воды, которые могут быть использованы для извлечения редких элементов.

В общем балансе хозяйственно-питьевого водоснабжения по республике на долю пресных подземных вод приходится около 40%. Из всех типов подземных вод, пресные для республики имеют исключительно важное значение. Для большинства хозяйств семи крупных районов Северного Дагестана – где проживает более 300 тыс. человек, они являются практически единственным источником водоснабжения.

При наличии достаточных ресурсов пресных подземных вод питьевого качества города Кизилорт, Хасавюрт, Каспийск, Избербаш, также столица республики г. Махачкала, используют для хозяйственных нужд воды поверхностных источников, качество которых не всегда удовлетворяют санитарно-гигиеническим требованиям.

Не достаточно полно в республике используются и запасы теплоэнергетических вод для отопления и горячего водоснабжения, а также лечебно-минеральных - для бальнеологических целей.

При общем низком уровне освоения ресурсов на отдельных территориях отмечаются признаки истощения подземных вод. Как следствие нерегулируемого фонтанного самоизлива сотен артезианских скважин в Терско-Кумском артезианском бассейне происходит региональная сброска избыточных напоров и ухудшение качества подземных вод.

В этих условиях вопросы охраны резервных и существующих источников подземных вод, а также их рационального использования приобретают особую значимость. Эффективным инструментом для оценки, контроля и управления состоянием водных объектов в целом и подземных вод, в частности, являются мониторинговые системы, составным элементом которых являются режимные наблюдения. Такие работы систематически проводятся ГУП РЦ «Дагестангеомониторинг».

Твердые полезные ископаемые. В республике промышленное освоение рудного минерального сырья пока не начинали. Разработка же различных видов нерудного минерального сырья ведется десятилетиями. Добываются пески (строительные, силикатно-кирпичные, стекольные, формовочные), глины (кирпичные, керамзитовые), строительные камни (известняки, известняки пыльные, облицовочные), песчано-гравийные смеси, кварцевые пески, гипс, доломит, ракушечный детрит. Общий объем добычи строительного минерального сырья составляет 4000-6000 млн т. При этом имеет место широкая противозаконная деятельность, например, побережье Каспия. Здесь по косвенным подсчетам в последние 20 лет ведется не контролируемая и безотчетная добыча морской ракушки и строительного песка в количестве до 300 тыс. тонн в год. Порядка 80 – 100 тыс. тонн морской ракушки, ценнейшего минерального сырья для подкормки птиц, отгружается за пределы Дагестана, и значительный объем используется как строительный песок, что является примером расточительного отношения к природным ресурсам. Следовало бы в интересах социально-экономического развития республики упорядочить добычу общераспространенных полезных ископаемых и ракушечного детрита, добываемого для подкормки птиц.

Цветные металлы (медь, цинк, свинец) представляют реальную основу для развития горнорудной промышленности в республике (табл. 2).

В 1984 г. завершена детальная разведка медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере. Балансовые запасы меди категории В+С₁ составляют 1038,5 тыс. т. и С₂ – 128,9 тыс. т. при содержании 2,26%, цинка - С₁+С₂ – 84,4 тыс.т. при содержании 2,72 %. В качестве попутных компонентов в рудах содержатся золото, серебро, кобальт, селен, кадмий, индий. Проектом кондиций предусмотрено освоение месторождения рудником производительностью 1500 тыс.

т. руды в год с флотационным обогащением. Извлечение меди в медный концентрат – 85,5% при содержании 20,0%, цинка в цинковый концентрат – 91,55% при содержании 50,03%. Запасов хватит на 40 лет.

С началом разработки медно-колчеданных руд на месторождении Кизил-Дере закладывается основа Южно-Дагестанского горнопромышленного комплекса.

Таблица 2

Ресурсный потенциал цветных металлов горного Дагестана

Рудные районы	Металлы, тыс.т.			Среднее содержание, %		
	Медь	Цинк	Свинец	Медь	Цинк	Свинец
1	2	3	4	5	6	7
Приводораздельная металлогеническая зона						
Ахтычайский	1800	300	150	2,2-2,5	3,5	3,0
Аваро-Андийский (с фрагментом Филизчайского)	2300	1400	250	2,2-2,5	4,0	3,0
Самур-Белореченская металлогеническая зона						
Самур-Ахтычайский	800	1100	300	2,0-2,5	5,0	3,0
Аварский	700	700	300	2,0-2,5	5,0	3,0
Итого	5600	3500	1000			

Имеются определенные перспективы обнаружения новых промышленных скоплений меди и полиметаллов в металлогенических зонах Дагестана. Анализ фактического материала свидетельствует о том, что существующие оценки прогнозных ресурсов по металлогеническим зонам значительно занижены и учитывают лишь установленную в 80-х годах XX века вероятность обнаружения относительно крупных (более 500 тыс. тонн металла) объектов меди и полиметаллов. Проявления с меньшими прогнозными ресурсами, которые в современных экономических условиях самостоятельно или в сочетании с близлежащими объектами могут быть рентабельными, не учитывались. Например, полиметаллические рудопроявления Куруш, Серное и др. восточной части Самур-Белореченской металлогенической зоны, медные и полиметаллические - Калакор, Мачхалор, Нуцурако и др. Аваро-Андийского рудного поля. Общий прогнозный потенциал этих металлогенических единиц еще не имеет даже ориентировочной оценки.

Определение потенциала цветных металлов в развитии экономики региона и расширение их минерально-сырьевой базы требуют реализации следующих первоочередных задач [2]:

- ведения геолого-экономического мониторинга известных объектов минерально-сырьевой базы;

- повышение прогнозной составляющей геолого-съёмочных работ всех масштабов;

- актуализация прогнозно-металлогенических карт региона масштаба 1:500000 – 1:200000.

- производство прогнозно-поисковых работ в пределах известных и потенциальных рудных районов и узлов с разработкой специализированных прогнозных карт перспективных площадей, геолого-генетических и поисковых моделей ведущих геолого-промышленных типов оруденения;

- разработка среднесрочной программы поисковых и оценочных работ на перспективных объектах на основе их геолого-экономической оценки.

Началом решения этих задач и концом более 20-ти летнего перерыва в исследованиях металлогении территории Дагестана стали работы, проведенные в 2008-2010 гг. за счет средств федерального бюджета (государственный заказчик – Дагестаннедра) по оценке ресурсного потенциала благородных и цветных металлов терригенных и вулканогенно-терригенных комплексов Горного Дагестана.

В 2010 г. начаты поисковые работы на крупнообъемное золотое оруденение черносланцевых формаций Курушского рудного узла в Южном Дагестане. Ранее информация о золотосодержании Горного Дагестана в основном получена попутно при геолого-съёмочных работах, а также при поисковых и разведочных работах на цветные металлы (медь, свинец, цинк), выполненных до 90-х годов прошлого века. Ресурсный потенциал рудного золота Горного Дагестана,

позволяет предполагать возможность выделения небольших участков недр, разработка которых окажется экономически целесообразной. Наиболее интересными представляются Курушский и Андийский рудные районы Самур-Белореченской металлогенической зоны, а так же Курдульский и Аварский рудные районы Приводораздельной металлогенической зоны. Прогнозный ресурсный потенциал этих районов составляет 300 т коренного золота при его содержаниях 2,5-3,0 г/т.

Редкий металл – стронций распространен на значительной площади, что позволяет говорить о стронциеносном бассейне Дагестана, в пределах которого выявлен целый ряд месторождений и проявлений целестина. Наибольший интерес представляют месторождения «Синие Камни» и «Вицхинское» с запасами окиси стронция, соответственно, 94 и 711 тыс. т. Реальные разработки стронциевых месторождений в связи с определенным интересом к инвестированию их промышленного освоения.

В связи с расширением областей применения стронция в различных отраслях промышленности рассматривается возможность его получения в России вовлечением в разработку участков недр с собственно целестиновыми рудами, к которым относятся и дагестанские. При этом отмечается, что к достоинствам дагестанских объектов можно отнести возможность получения целестинового концентрата с содержанием 87,5 %, отвечающего техническим условиям; расположение на малопродуктивных землях; а также благоприятную транспортную схему до Исфаринского ГМЗ через Каспий. Очевидным недостатком условий освоения является неблагоприятная обстановка в регионе, хотя, с другой стороны, там очень остро стоят вопросы занятости населения, и регион дотационный [3].

Реально просматриваются перспективы промышленного освоения цементного минерального сырья.

Цементное сырье - горные породы и отходы промышленности, в результате технологической переработки которых получают цемент. Для производства 1т цементного клинкера (полупродукт, получаемый при обжиге тонкоизмельченной смеси известковых пород с глинистыми) расходуется 1,7 – 2,1т основного минерального сырья средней влажности. При этом карбонатный компонент составляет 76- 82 %, глинистый 18-25 %. В значительно меньших количествах используются добавки: железистые, гипс и др.

В качестве карбонатных пород используются известняк, мел, известняк-ракушечник, известковый туф; из карбонатно-глинистых - мергелистый известняк, мергель; из глинистых – глины, суглинки, глинистый сланец. В качестве добавок применяются породы осадочного (диатомит, трепелы, опоки, спонголиты) и вулканического (пеплы, туфы, пемзы и трасс) происхождения.

Горные породы, служащие минеральным сырьем для производства цемента достаточно развиты в Дагестане. По геологическим и географо-экономическим условиям на территории республики выделяются шесть перспективных зон компактного размещения карбонатного и глинистого компонентов: Буйнакская, Карабудахкентская, Махачкалинская, Сергокалинская, Касумкентская и Горно-Сулакская.

Для выделения участков недр с более качественным сырьем в пределах Махачкалинской и Карабудахкентской зон за счет средств федерального бюджета (государственный заказчик – Дагестаннедра) в 2008-2010 гг. проведены поисковые работы на высококачественное цементное сырье в известняковом Дагестане. Оцениваются прогнозные ресурсы карбонатного компонента в количестве 120 млн. т по категории P₁ и 250 млн. т по категории P₂ и глинистого - 30 млн. т по категории P₁ и 60 млн. т по категории P₂.

Цеолиты и цеолитсодержащие породы по результатам, проводимых в последние годы геологоразведочных работ за счет средств федерального бюджета (государственный заказчик – Дагестаннедра) характеризуются как новый вид минерального сырья, представляющий определенный интерес для промышленного освоения. Их использование возможно как активной и модифицирующей добавки в портландцемент и шихту для производства керамического кирпича, а так же в качестве зернистых и порошковых адсорбционных материалов многоцелевого назначения.

Геологоразведочных работ. В связи с тем, что геологическое изучение недр следует проводить систематически геологоразведочные работы должны носить непрерывный характер. При этом они должны иметь минерально-сырьевую направленность.

Программы геологоразведочных работ направленные на обеспечение регулирования всех видов работ по воспроизводству минерально-сырьевой базы России и охране недр, опре-

деляют масштабы и сроки их проведения с учетом прогнозов социально-экономического развития страны. В ходе их реализации на территории Дагестана в последние годы достигнуты значительные, но еще не достаточные результаты геологоразведочных работ и изучения минеральных ресурсов. Приняли системный характер объекты государственного заказа Роснедра по Управлению по недропользованию по Республике Дагестан, геологоразведочные работы по которым финансируются из федерального бюджета. Кроме того, геологоразведочные работы проводятся за счет собственных и привлеченных средств недропользователями и республиканского бюджета (табл. 3).

Таблица 3

Финансирование геологоразведочных работ

Источник финансовых средств	Год							
	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Федеральный бюджет	7,0	38,4	10,7	50,4	78,0	55,4	73,0	69,5
Бюджет республики	0	0	0	0	3,96	2,4	2,0	0
Собственный и привлеченный	502,7	528,6	397,5	404,2	245,4	219,5	250,0	350
Итого	509,7	567,0	408,2	454,6	336,6	277,3	325,0	419,5

В 2005 г. на территории республики возобновились геологоразведочные работы на пресные подземные воды и твердые полезные ископаемые, проводимые за счет средств федерального бюджета. Впервые за счет средств республиканского бюджета с 2008 г. начаты геологоразведочные работы на общераспространенные полезные ископаемые.

Проведение геологоразведочных работ в целом повышает изученность полезных ископаемых, способствует расширению использования недр и обуславливает развитие минерально-сырьевой базы. Все это благоприятствует существенному повышению роли недропользования в социально-экономическом развитии Дагестана. К тому же «Комплекс согласованных мер, направленных на урегулирование общественно-политической ситуации и улучшение социально-политического положения в Республике Дагестан» пунктом 2.13 предусматривает развитие геологоразведочных работ минерально-сырьевой направленности.

Литература

1. Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А. и др. Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающей акватории Каспийского моря. Махачкала, 2001. 297 с.
2. Курбанов М.М. Состояние, перспективы и методические аспекты развития минерально-сырьевой базы меди, свинца и цинка на Северном Кавказе. В кн. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. Махачкала, 2006. С. 45-47.
3. Левченко Е.Н., Тигунов Л.П., Усова Т.Ю. Минерально-сырьевая база стронция России: проблемы и пути их решения. Разведка и охрана недр, 2006, № 9-10. С. 29-36.

**АБИОТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И РАЗВИТИЕ ФОРАМИНИФЕРОВОЙ БИОТЫ
В СРЕДНЕЙ ЮРЕ КАВКАЗА.**

Баркуева Л.С.

Институт геологии ДНЦ РАН

Бассейн Восточного Предкавказья входил в состав северной окраины океана Тетис и располагался в субтропической области. На протяжении средней юры вся территория являлась областью относительных опусканий и аккумуляции осадков. В процессе осадконакопления происходила неоднократная смена условий, что объясняется активным тектоническим режимом исследуемой территории в рассматриваемое время. Изменение условий отразились прежде всего на развитии органического мира.

Сравнительно небольшой материал по Восточному Предкавказью и неполнота геологических данных в ряде случаев не позволяет проследить последовательно эволюцию форамини-

феровой биоты. Однако анализ материала дает возможность выявить зависимость развития фораминифер от экологических условий бассейна

Среднеюрские фораминиферы представлены агглютинирующими и секреторными, бентосными и планктонными формами, относящимися к 36 родам (свыше 150 видов). В основном это космополитные формы, имеющие широкое распространение и в Бореально-Атлантической области, принадлежащие к нодозариидово-эпистоминидовому типу (Басов 1991). Динамика таксономического разнообразия комплексов хорошо согласуется с картиной трансгрессивно-регрессивных циклов глобальных эвстатических колебаний уровня океана.

Восточный Дагестан в раннеааленский век представляет собой область умеренного прогибания, где формировались алевролитно-песчаная толща. Фораминиферы в них встречаются редко и представлены единичными экземплярами, в основном секреторный бентос (*Lenticulina*, *Astacolus*, *Planularia*) и малочисленные агглютинирующие формы.

Поздний аален ознаменовался очередным трансгрессивным импульсом, в результате чего отметилось дельнейшее расширение границ бассейна Восточного Предкавказья. В позднеааленский век создаются условия для устойчивой морской седиментации. С началом трансгрессии происходит увеличение разнообразия фораминифер. По данным Т.А.Москаленко (1961), М.Н.Касимовой (1965), в позднеааленском бассейне отмечается большое разнообразие фораминиферной фауны: наряду с лагенидами и нодозаридами широкое развитие получают миллилиды, спирилиниды. Расцвет фораминиферной фауны можно рассматривать как показатель нормальной солености его вод и улучшения температурного и пищевого режимов среды обитания простейших организмов (Халифа-Заде, Магомедов 1982).

В самом конце аалена – начале раннего байоса наблюдался регрессивный этап, который не вызывал перераспределения осадочного материала.

В раннем байосе наступает новая трансгрессия. Разрез охарактеризован фауной крайне неравномерно. Наряду со слоями содержащими фауну встречаются пачки пород, совершенно лишенные ее. Ассоциация фораминифер нижнего байоса и нижней части позднего байоса значительно беднее позднеааленской. Фораминиферы немногочисленны и однообразны, встречаются агглютинированные и секреторные формы.

В позднем байосе с началом трансгрессии достигшей максимума в низах бата происходит увеличение в количественном и систематическом разнообразии фораминифер.

Расширение морской трансгрессии и углубление морского дна во второй половине байосского века, приток в пределы Восточного Предкавказья новой фауны из смежных регионов способствовали интенсивному формообразованию представителей семейства *Nodosariidae*. Для этого времени типичны разнообразные виды рода *Lenticulina* с четкими видовыми признаками. Появляется и получает широкое разнообразие планктон (*p.Conoglobigerina*). Развитие получили представители родов: *Garantella*, *Reinholdella*, *Ophthalmidium*, *Nubeculinella*. Многочисленны представители цератобулиминид и агглютинирующие формы.

Анализ изменений фораминифер, связанный с динамикой бассейна на рубеже байос- бата позволяет выделить две ассоциации, различающиеся составом, структурой и распространением видовых сообществ.

Наибольшее разнообразие фораминифер приходится на верхи позднего байоса. В это время происходит пышный расцвет всех ранее существовавших групп: миллиолид относящимися к 9 родам, роталиид к 6 родам, нодозариид к 11 родам, агглютированные фораминиферы.

В начале батского века исчезает планктон, появляются новые родовые таксоны, несколько изменяется видовой состав фораминифер. Исчезают глобигерениды, встречаются цератобулиминиды, нодозарииды, роталииды, аммонисциды, обновляются миллиолиды. Изменения эти связаны с уменьшением глубины бассейна.

Рубеж между средней и поздней юрой связан с началом нового этапа в эволюции фораминифер.

Литература

1. Баркуева Л.С. Динамика видового разнообразия фораминифер средней юры. Дагестана. Махачкала 2009, с.319-321.
2. Гофман Е.А. Фораминиферы юры Северного Кавказа. М.Наука.1967, с 20-41.
3. Магомедов А.М., Темирбекова У.Т. Стратиграфия и микрофауна байос и батских отложений Дагестана. Махачкала, 1978, с.5-30.
4. Халифа-Заде Ч.М., Магомедов А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.Наука. 1982, с.28-67.

КРИНОИДНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ БАЛКИ КОЛЕСНИКОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОСРЕДЫ (среднее течение р. Белая)

*Бондаренко С.В., Золотарева Г.С., Андросова В.Г.
Воронежский государственный университет*

Объектом исследования данной работы являются криноидные известняки, распространенные в пределах балки Колесников (среднее течение р.Белая). В указанном районе можно выделить несколько типов известняков, отличающихся по своим литологическим признакам. Исследуемые породы привлекли наше внимание нетипичной окраской – малиново-серой (условно известняк «красный») и зелено-серой (известняк «зеленый»).

Актуальность данной работы объясняется отсутствием публикаций по ведущим структурно-вещественным комплексам данного района. Об изучаемых известняках кратко упоминается в отчете Губской партии и работе А.С.Бякова [Бяков, 1999]. Детальное изучение данных пород позволит использовать их в качестве стратиграфических маркеров при геологическом картировании, а также поможет восстановлению палеогеографии, условий седиментации и палеотектонического режима территории.



Рисунок 1 - Фрагмент выходов известняков

Коренные выходы изучаемых известняков расположены на левом берегу р.Белая в 600 м от приустьевой части балки Колесников. Вдоль русла одноименного ручья известняки протягиваются на несколько километров, слагая фрагмент антиклинальной складки (рис. 1) северо-восточного простирания (Аз. пад. 80 СВ, $\angle 30^\circ-75^\circ$). Мощность отдельных слоев составляет 0,1-0,3 - 5 м. Согласно данным геолого-съёмочных работ, проводимым Губской геолого-съёмочной партией и ПГО «Кольцовгеология» изучаемые породы имеют возраст нижний плинсбах чубинская свита и относятся к криноидным известнякам почти нацело сложенным остатками члеников стеблей *Chladocirrus basaltiformis* (Miller) [Бяков, 1999]. В разрезе преобладают «красные» известняки. «Зеленые» известняки встречаются значительно реже и образуют с «красными» фациальные переходы.

Известняк «красный». Цвет малиново-серый (рис. 2). Структура мелко-среднезернистая. Состоит из детрита (50 – 70 %), оолитов гидроокислов железа (5 - 10 %), терригенного материала (5 %), глинистого материала (10 %), цемента (5 – 10 %). При микроскопическом изучении «красного» известняка отмечаются многочисленные фрагменты иглокожих в поперечном и продольном сечении (рис.3). Отдельные фрагменты сложены монокристаллами кальцита, но в большинстве случаев кальцит выполняет ячеи решетки членика, перегородки которой замещены гидроокислами железа, так же, как и проводящий центральный канал. Фрагменты иглокожих (от долей мм до 2 мм) имеют оторочку из гидроокислов железа и скреплены кальцитом. Оолиты гидроокислов железа рыжего цвета, имеют концентрическое строение. При рыхлом внутреннем строении обладают более плотной внешней оболочкой. Продол-

говатые, в диаметре по длинной оси до 1 мм. Цементирующая масса – мелкозернистый прозрачный кальцит.

Известняк «зеленый». Цвет зеленовато-серый (рис. 4). Структура мелко-среднезернистая. Состоит из детрита (30 – 50 %), оолитов и чешуйчатых агрегатов зелено-серого шамозита (5-10 %), глинистого материала (5 %), терригенного материала (5%), кальцитовый цемент (5-10 %). В «зеленом» известняке по сравнению с «красным» отмечается меньшее количество фрагментов иглокожих, часть из которых значительно раздроблены (рис. 5). Центральный канал округлой формы и выполнен гидроокислами железа (?). Оолиты шамозита имеют концентрическое строение, центральная часть представлена фрагментом иглокожих. Цвет оолитов от бурого до желтовато-зеленого цвета. Часто бурые корочки развиваются по желтовато-зеленым оолитам. Фрагменты криноидей, терригенный материал сцементированы кальцитом.

Одним из основных аспектов данной работы было изучение в известняках глинистой и терригенной частей, минеральные ассоциации которых являются одними из индикаторов палеосреды. Глинистая часть «красных» известняков по данным рентгеноструктурного анализа представлена минеральной ассоциацией, состоящей из иллита (5%), каолинита (5%), кварца (5%), гетита (50%), гематита (35%). Глинистая часть «зеленых» известняков содержит в своем составе три минерала: шамозит (60%), маггемит (30%), сидерит (10%).

Содержание терригенной части как в «красных», так и «зеленых» известняках составляет не более 5 % и на 95 % в обоих типах известняков состоит из решетчатых агрегатов размером менее 0,5 мм, которые представляют собой минерализованную решетку иглокожих (рис. 6).

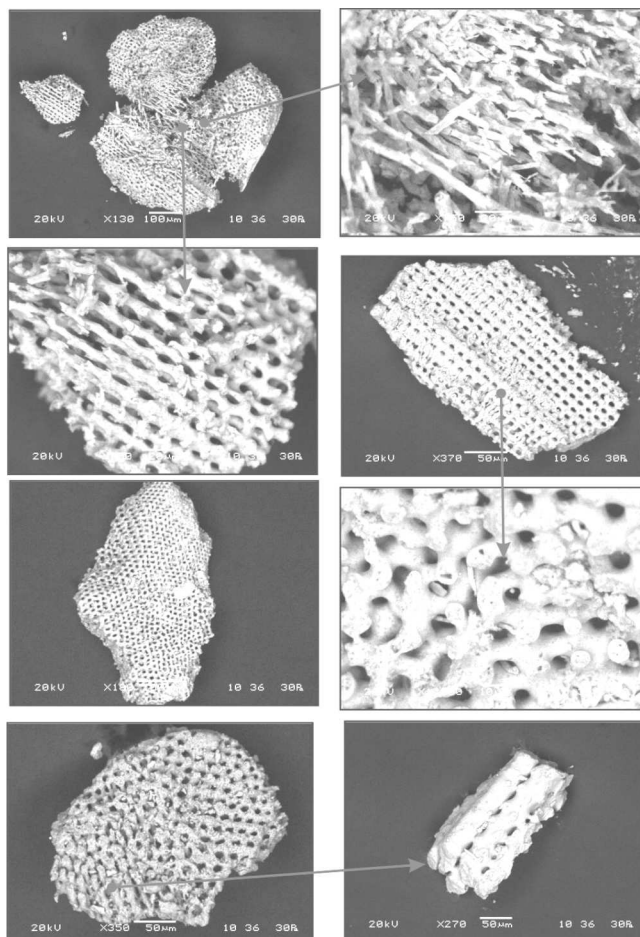


Рисунок 6 – Решетчатые агрегаты из терригенной части «красного» известняка

Минерализованная микроструктура - ячеисто-сетчатую «ткань» - построена по принципу прямоугольных координат. Её можно представить себе как результат пересечения трех взаимно пересекающихся решеток. Разрез такой микроструктуры дает решетку или сетку в любом направлении. Ячей или полости такой микроструктуры сообщаются друг с другом, но окна, прямоугольные или округлые, изолированы от соседних. Микроструктура иглокожих подчеркнута оруденением.

По данным микрозондового анализа решетчатые агрегаты в красных «известняках» сложены гидроокислами железа, в «зеленых» - высокоглиноземистым шамозитом (табл.). Низкие суммарные значения соединений указывают на содержание значительно количества воды (до 40 %), что не противоречит гетитовому или шамозитовому составу решетки.

5 % от общей массы терригенного материала «красных» известняков представлено прозрачными угловатыми неокатанными зернами кварца размером до 0,5 мм и красно-малиновыми комковатыми рыхлыми агрегатами (0,1 мм) состоящими из «чешуек» гематита. Кроме того, отмечаются угловато-окатанные зерна ильменита.

Состав решетчатых агрегатов	
Соединение	%
Известняк «красный»	
MgO	0,86
Al ₂ O ₃	4,98
SiO ₂	4,02
K ₂ O	0,34
FeO	57,43
Известняк «зеленый»	
MgO	3,02
Al ₂ O ₃	13,37
SiO ₂	18,77
P ₂ O ₅	1,44
K ₂ O	0,23
CaO	2,08
TiO ₂	0,66

В терригенной части «зеленых» известняков обломки кварца более мелкие, неокатанные или слабоокатанные. Зерна ильменита черные, округлые (0,05 мм). Комковатые агрегаты сложены шамозитом. Кроме того, отмечаются единичные чешуйки мусковита (0,5 мм).

Установленные в известняках минеральные ассоциации являются весьма показательными в отношении окислительно-восстановительных условий среды осадконакопления в позднеюрское время: 1) маггемит - γ -модификация гематита, имеет степень окисления Fe³⁺, устойчив в широком интервале значений pH, но только при высоком Eh, т.е. необходимы умеренно-восстановительные условия. В природных условиях легко переходит в устойчивый гематит. Может встречаться в латеритах, как продукт выветривания железистых минералов; 2) шамозит - формирующихся в прибрежных зонах морских бассейнов, преимущественно в условиях дефицита кислорода, и часто ассоциирует с сидеритом. При окислении переходит в смесь каолинита и гетита. Устойчив только в железорудной среде [Мильнер, 1968].

Проведенные исследования по литологическому составу известняков позволяют сделать предварительный вывод о формировании данных пород в прибрежных условиях при восстановительной среде. «Красные» известняки образованы по «зеленым» в результате последнего преобразования пород в континентальных условиях, вероятно связанных с латеритным корообразованием. Последнее предположение требует детальных исследований.

Работа выполнена по проектам № П-1331; № 16.740.11.0188 ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы»

Литература

Бяков А.С. Нижне-среднеюрские криноидные породы Северо-Западного Кавказа (верхнее течение реки Белая) как стратиграфические маркеры и индикаторы палеосреды // Материалы II межд. науч. конф. – Ростов-на-Дону: РГУ, 1999. – Т.1. - С. 85-86

Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород / Г.Б.Мильнер. – М. : Недра, 1968. – Т. 1. – 500 с.

ЛЁССОВИДНЫЕ ПОРОДЫ ДАГЕСТАНА

Идрисов И.А.

Институт геологии ДНЦ РАН

Лёссовидные породы широко распространены на Восточном Кавказе. В нашей работе дано предварительное описание двух крупных районов развития лёссовидных пород Дагестана, которые практически не были затронуты палеогеографическими исследованиями, что резко отличает их от сопредельных районов [1].

Одним из исследованных районов является Хасавюртовская наклонная равнина (междуречье рек Сулак и Сунжа). С запада на восток расположены реки Аксай, Ямансу, Ярыксу, Акташ. Реки стекают с хребта Салатау и протекают с юга на север. Долины рек в целом однообразные с отвесными бортами (высота обрывов от 10 до 80-100м). Ширина долины 500-1000 метров. Дно долин занято поймой и несколькими речными террасами высотой менее 15м. Часто реки широко разливаются по пойме и непосредственно подмывают отвесные уступы. Размывающая мощные толщи лёссовидных пород, реки характеризуются рекордными уровнями мутности для бывшего СССР. Современные поймы рек выполнены мощными толщами галечников.



Рис.1 Разрез толщи лёссовидных пород (левый берег р. Акташ).

Нами было проведено изучение толщи лёссовидных пород, вскрывающихся вдоль левого борта реки Акташ (в 3 км к югу от моста на а/д Ростов/Баку) [2]. Фото разреза показано на рис. 1. Разрез представлен толщей лёссовидных пород мощностью свыше 40 м. По рекогносцировочным данным выше по течению реки мощность вскрытой долиной реки толщи лёссовидных пород достигает 100 м. Породы образуют отвесные обрывы. Вдоль стенок обрыва развиты системы трещин, по которым происходит скалывание пластин и образование своеобразных оползней. Высота отвесных обрывов достигает 40 м. По направлению на север вниз по течению реки в сторону моста на а/д Ростов-Баку высота обрывов снижается до 15 и менее метров. Наблюдается падение толщи лёссовидных пород на север, что четко заметно по последовательному перекрытию погребенных почв голоценовыми пойменными отложениями р. Акташ.

Показательно, что непосредственно поверхность водораздельных пространств характеризуется уплощенным рельефом с отдельными балками. Поверхность междуречий образуют тяжелые суглинки с примесью редкого крупного гравия (рис.2), цвет этих отложений темно-серый, до черного. Наблюдается резкий контакт с размывом между этими породами и подстилающими их лёссовидными породами. Характерно, что в обнажениях толщ лёссовидных пород четко выделяются эрозионные врезы, срезающие верхнюю из погребенных почв и заполненные материалом, в целом соответствующему окружающему врез субстрату.



Рис. 2 Верхняя часть лессовидных отложений и перекрывающие их породы с галькой.

Предварительные данные по строению толщи лессовидных пород данного разреза следующие. Цвет лёссовидных пород каштановый – светло-коричневый с осветленными и темными горизонтами. Для отдельных прослоев нами обнаружена очень редкая мелкая галька (менее 1 см в диаметре). Между 1 и 2 погребенными почвами цвет пород резко осветляется, что связано с интенсивным засолением этой части разреза (рис. 1).

Для толщи характерно следующее строение. В 9-10 м от кровли расположен прокрашенный гумусом горизонт, который непрерывно протягивается вдоль всего изученного разреза, и визуально различим на расстоянии более чем 3 км. Этот горизонт соответствует погребенной почве П1, ее можно сопоставить с «брянской» почвой (рис. 3).

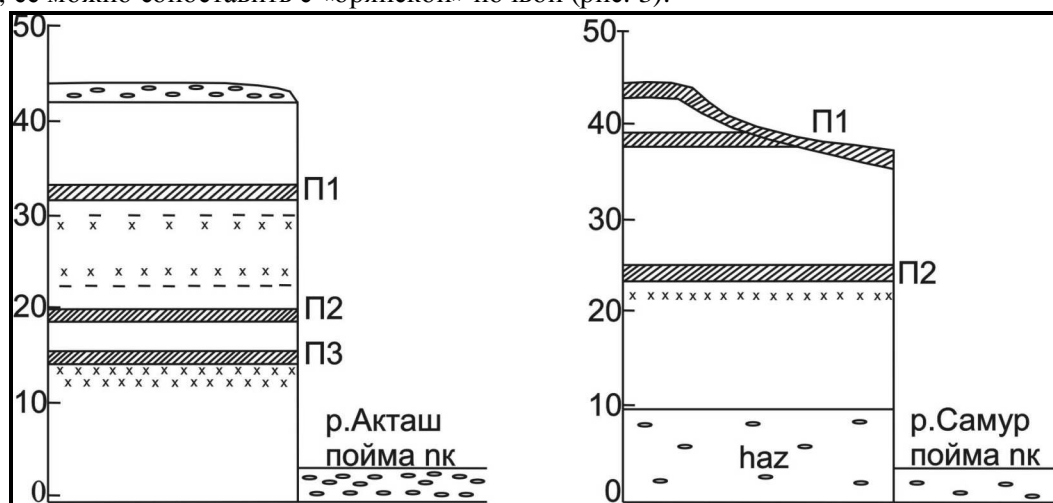


Рис. 3. Строение толщи лессовидных пород в долинах рек Акташ и Самур.

В интервале 13-20 м толщина лессовидных пород приобретает светлые оттенки, за счет интенсивной пропитки толщи солями, карбонатами, гипсом и т.д. Интервал развития осветленных пород разделяется на два горизонта мощностью около 2-3 метров. Эти отложения сопоставляются нами с валдайским временем, лёссы которого на Ставропольской возвышенности «характеризуются весьма засоленной валдайской частью разреза» [1]. В 2 метрах ниже подошвы подобных отложений выделяется еще один прокрашенный гумусом горизонт (погребенная почва П2). В 3 метрах ниже него выделяется еще один прокрашенный гумусом горизонт (погребенная почва П3). Характерно, что эта почва подстилается мощным горизонтом с многочисленными карбонатными новообразованиями (белоглазка). Почва П3 выделяется на изученном

участке берега, но по направлению к северу она погружается под уровень пойменного аллювия. По предварительным данным, почва ПЗ существенно отличается от почв П1 и П2. Отличие проявляется в большей мощности гумусового горизонта А и наличии хорошо сформированного горизонта В.

Также были изучены отложения в районе дельты р. Самур. Участок исследований находится в 5 км восточнее (ниже по течению) от моста на а/д Ростов-Баку, в районе сел. Бут-Казмаляр. Установлено, что толща лёссовидных пород залегает на толще галечников. По нашему мнению галечники представляют собой остатки конуса выноса одного из крупных среднеплейстоценовых оледенений Кавказа, произошедшего между ранним и поздним хазаром (днепровское время), показаны на рис. 3. Выше галечников залегают лёссовидные породы каштанового и светло-коричневого цвета. Толща прорезана долиной реки Самур с широкой поймой и несколькими надпойменными террасами, сложенными преимущественно галечником и супесями из обломков глинистых сланцев и датирующихся нами новокаспийским возрастом.

На отдельных участках поймы реки срезает древние галечники и перекрывающие их лёссовидные породы (галечники среднего плейстоцена, лёссы – позднего плейстоцена). По визуальным наблюдениям и анализу картографического материала, можно четко установить, что поверхность, сформированная галечниками хазарского возраста и перекрывающими их лёссами, погружается в восточном направлении и перекрывается голоценовыми отложениями р. Самур. В частности, вскрытая р. Самур мощность галечников на участке максимально приближенном к мосту на а/д Ростов-Баку (верхняя часть района исследований) превышает 10 м. Вниз по течению мощность этой толщи снижается до 3-5 м.

Толща лёссовидных пород развита в междуречье рек Самур и Гюльгерычай. Мощность ее можно оценить в 40 метров. Поверхность междуречья расчленена очень широкими балками (шириной дна до 300 метров, глубиной 5-10 метров). Также характерно интенсивное развитие глинистого карста с многочисленными замкнутыми котловинами, останцами и прочими формами в зоне, прилегающей к современной долине р. Самур (на этом же участке проходят крупные оросительные каналы, построенные без антифильтрационных покрытий). По результатам рекогносцировочных исследований выявлено, что в 20 метрах от кровли толщи прослеживается горизонт, прокрашенный гумусом, мощностью в 40 см (П2), ниже него находится горизонт со слабо выраженными вторичными карбонатами (рис. 4). На глубине 5-7 метров от кровли толщи лёссовидных пород залегает слабо прокрашенный гумусом горизонт, который нами выделен как погребенная почва П1.



Рис. 4. Лёссовидные породы и погребенная почва 2 (междуречье рек Самур и Гюльгерычай).

По результатам наших исследований выявлено широкое развитие лёссовидных пород на Восточном Кавказе. Выявлены два крупных массива развития таких пород (междуречье рек Сулак и Сунжа, а также междуречья рек Самур и Гюльгерычай). Установлено, что толщи лёссовидных пород имеют мощности в 40 и более метров. Проведено предварительное расчленение толщ с выделением нескольких погребенных почв (выделено до 3 погребенных почв). По предварительным данным установлено, что погребенная почва ПЗ (район р. Акташ) и погребенная почва П2 (район р. Самур) являются одновозрастными образованиями и свидетельствуют о длительному крупном периоде почвообразования в послехазарское время. Эта почва в целом может соответствовать погребенной почве рd III mch (молого-шекснинская – средневалдайская почва), выделенной для разреза «Отказное» [3]. Однако, возможны и другие интерпретации изученного разреза. Также можно предположить, что данное время имело сложную динамику изменений природных условий (способствовавших формированию нескольких погребенных почв и других природных образований).

Мы предполагаем, что изученные лёссовидные породы формировались в ательское время. На основе сделанных выводов можно предположить, что ательский этап имел сложную внутреннюю динамику изменений природных процессов. Это могло оказывать влияние на колебания уровня Каспийского моря в ательский этап с амплитудой в десятки метров. Наличие мощной погребенной почвы, строение которой в целом аналогично современным почвам свидетельствует о существовании в регионе в то время условий среды схожих с современными, что могло способствовать подъему уровня Ательского водоема до отметок близких современным (либо незначительно ниже). Следы подобных колебаний уровня моря к настоящему времени практически не известны.

Литература

1. Трофимов В.Т., Балыкова С.Д., Андреева Т.В. и др. Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии. М.: КДУ, 2008. 608 с.
2. Ананьев В.П. Геология. М., 1971. 272 с.
3. Галай Б.Ф. Моделирование формирования сингенетической просадочности эоловых лёссовидных пород // Субаэральный литогенез и свойства пылеватоглинистых отложений. Р-н/Д., 1985. С. 73-79.

ПЕРЕХОДНЫЙ АПТ-АЛЬБСКИЙ ИНТЕРВАЛ В РАЗРЕЗЕ СЕЛ. АКУША ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР

Исаева Н.А.

Институт геологии ДНЦ РАН

В современной науке изучение так называемых глобальных аноксических событий мела и палеогена стало одним из приоритетных направлений в изучении истории Земли. В связи с наблюдающимся в последнее время резким потеплением климата, все более остро встает проблема прогнозирования возможных биосферных изменений и уделяется огромное внимание изучению палеоэкологических кризисов прошлого. Это связано с необходимостью оценки реакции биоты на экологические пертурбации разного рода. Значительное количество работ посвящено именно мезозойским палеоэкологическим кризисам глобального и субглобального характера. Общими признаками для этих событий являются резкое потепление, значительные кислородно- и углеродно-изотопные аномалии, заметные перестройки в составе морской биоты, широкое распространение осадков, обогащенных органическим веществом, большинство из них ассоциируется с довольно резкими колебаниями уровня моря. Серия меловых «Океанических Аноксических Событий» включает раннеаптское событие Selli (OAE1a), ряд эпизодов позднеаптского-раннеальбского события (OAE1b), позднеальбское событие Toolebuc (OAE 1c) и Breistroffer (OAE1d), среднесеноманское событие и позднесеноманское событие Bonarelli (OAE 2). Меловые аноксические события, в ходе которых произошли резкие палеоклиматические пертурбации, обусловили значительное ускорение эволюционных изменений в составе комплексов фораминифер, наннопланктона и радиолярий [1].

В среднемеловой (апт-туронской) последовательности Восточного Кавказа выявлена ярко выраженная серия пластов, обогащенных органическим веществом и, очевидно, отвечающих разным эпизодам так называемых «Океанических Аноксических Событий» (OAE), в ходе

которых отмечены резкие перестройки в составе биоты и режиме седиментации в разных частях океанов [3].

В разрезе сел.Акуша, являющимся одним из наиболее полных меловых разрезов Восточного Кавказа, нами были изучены фораминиферы пограничного апт-альбского интервала, соответствующего событию ОАЕ1b. Аптский интервал разреза представлен песчанистыми алевролитами, переслаивающимися с прослоями глинисто-песчанистого сланца, с включением многочисленных шаровых конкреций известковистого алевролита. Альбский интервал литологически подразделяется на нижнюю часть и верхнюю, из которых нижняя представлена черными сланцеватыми глинами и известковистыми глауконитовыми песчаниками, а верхняя - чередованием черных оскольчатых глин со светло-серыми мергелями (рис. 1).

В песчанистых породах верхнего апта наблюдается косая слоистость, которая, очевидно, образовалась при существовании приливов и отливов вод бассейна или же обусловлена сезонными изменениями в осадкообразовании. Гнездообразные скопления крупных зерен глауконита и растительных остатков также являются признаками мелководности.

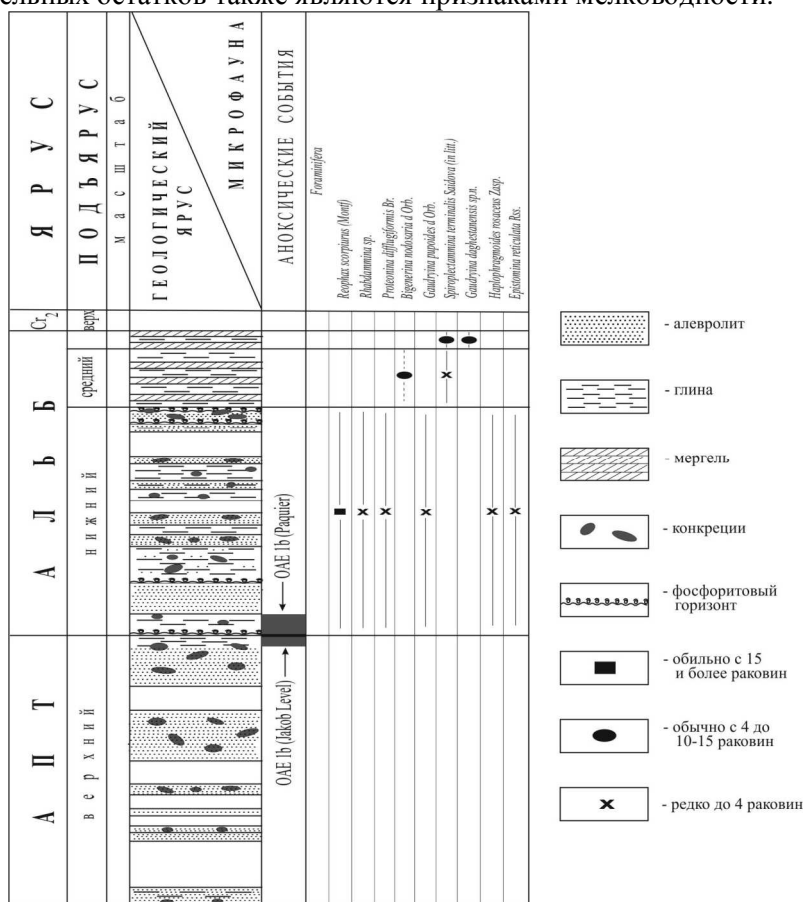


Рис. 1. Распространение фораминифер по разрезу нижнемеловых отложений в окрестностях селения Акуша.

Слои верхнего апта в литологическом отношении представлены черными и темно-серыми глинами и алевролитами. Слой черных глин расположен в терминальной части аптского интервала, по-видимому, исходя из стратиграфического положения данного слоя, можно предположить, что этот интервал соответствует первому эпизоду ОАЕ1b, известному под названием Jakob Level.

Верхнеаптские слои характеризуются однообразным комплексом фораминифер, в составе которого преобладает *Brotzenia ex gr.spinulifera* (Reuss), которая сопровождается видами, обладающими агглютинированной песчанистой стенкой раковины, из них следует отметить такие формы, как *Reophax scorpiurus* Montf., *Ammodiscus gaultinus* Berth., *Ammobaculites agglutinans* Orb., *A.albiensis longa* Tch.Tairov, *Trochammina planulinaforma* Tch.Tairov, *Gaudryina filiiformis* Berth., и фораминиферам, обладающим известковой стенкой, *Marginulina robusta* Reuss, *M.jonesi* Reuss, *M.bullea* Reuss и др., имеющими подчиненное значение.

Таким образом, литологический состав пород и сохранившиеся комплексы агглютинированных и известковистых фораминифер указывают на относительное обмеление бассейна в рассматриваемую эпоху.

Переход из верхнеаптских отложений в нижнеальбские отразился на изменении литологического состава пород, главным образом увеличением глинистых. Отложения нижнего альба, в изучаемом разрезе, литологически представлены черными глинами и глауконитовыми песчаниками и алевролитами, в основании которых проходит фосфоритизированный горизонт. Очевидно, этот интервал соответствует одному из поздних эпизодов ОАЕ1b (Paguier). Здесь, по-видимому, имело место относительное углубление моря по сравнению с верхним аптом, о чем свидетельствует состав фауны. В этом слое обнаружен богатый и разнообразный комплекс фораминифер, из которого обильно представлена *Brotzenia spinulifera* (Reuss) с сопутствующими: *Hoenglundina carpenteri* (Reuss), *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *H. infracretacea* (Glaessn.), *H. globigerinellinoides* (Subb.), *Vaginulina recta* Reuss, *Lenticulinella ovalis* (Reuss), *Lenticulina navicula* (Orb.), *Astacolus chaini* (Djaff. Et Agal.), *Pleurostomella obtusa* Berth., *P. subnodosa* Reuss [2].

Таким образом, данные изучения микропланктона вместе с литологическими характеристиками переходного апт-альбского интервала указывают на заметные изменения палеоэкологических обстановок в бассейне данного разреза. В позднеаптское время бассейн представлял собой теплый мелководный водоем, в котором произошло накопление обогащенного органическим веществом осадков. В начале альба, по-видимому, после относительно кратковременного падения уровня моря, начинается углубление бассейна, которое сопровождалось изменениями седиментационного режима. Ассоциации микропланктона при этом значительно обвываются, становятся более многочисленными и разнообразными.

Литература

1. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. Отображение межрегиональных и биосферных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах Северо-Восточного Кавказа (Дагестан)// Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного Федерального Округа. Сборник научных трудов. №50. Махачкала. 2005. С.15-24
2. Самышкина К.Г. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа. // М., Наука. 1983. 168 с.
3. Щербинина Е.А., Александрова Г.Н. Переходный апт-альбский интервал Восточного Кавказа по данным изучения наннопланктона и диноцист. // Микрорпалеонтология в России на рубеже веков. Материалы XIII Всероссийского Микрорпалеонтологического Совещания. Москва. 2005 С.154-155.

СТРУКТУРА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Кривошеев В.Г.

ОАО «Севкавгеология», г. Ессентуки

Геохимическое поле по своему содержанию является многоуровневым, гетерогенным, интегральным, формирующимся в течение всего геологического времени в результате последовательного воздействия всех геологических процессов, протекавших в рассматриваемом блоке земной коры. Поэтому и исследование его необходимо вести последовательно, по уровням организации вещества, по основным геологическим (геодинамическим, тектоно-магматическим) этапам развития территории, с разделением на сингенетические и эпигенетические (наложенные) составляющие, с определением ведущих факторов его формирования и трансформации, наконец, - с выявлением площадей и объектов, представляющих практический поисковый интерес.

Любая территория представляет собой определенным образом организованное геохимическое поле, структура и составные части которого характеризуют как исходный геологический субстрат, так и результаты совокупного воздействия процессов его преобразования в ходе геологического развития. Поэтому разделение интегрального поля на составные части является первой задачей, встающей перед исследователем.

На первом этапе выделяется так называемая фоновая составляющая, характеризующая геохимический состав слагающих территорию пород. Отклонения от кларковых уровней характеризуют первичную геохимическую специализацию толщ, а сведения о распределении в них рудообразующих элементов служат основой для определения металлогенического потенциала территории.

Обработка данных геохимического опробования в южной части Горного Дагестана позволила выявить отчетливые признаки геохимической специализации как изученной площади в целом, так и отдельных, наиболее крупных ее частей (зон Бокового и Главного хребтов). Проведенное сопоставление показало, что в сравнении с кларковыми значениями для глинистых

осадков земной коры (ИМГРЭ, 1999г.) площадь в целом характеризуется повышенными содержаниями Pb, Zn, Ag, Mn, P, Au, As, Sb, Bi, Mo, Ti, Ge и пониженными содержаниями Ba, Sr, Ni. Содержания W, Sn, Co, V, Cu находятся на околокларковом уровне.

При этом Зона Главного хребта характеризуется повышенными содержаниями Pb, Zn, Ag, Cu, Mn, Sr, P, Au, As, Sb, Mo; для зоны Бокового хребта характерны более высокие содержания W, Sn, Ti, Cr. Незначительны различия между зонами по содержаниям Ba, Ga, Li, Tl, Ge, Bi, Ni, Co, V. На основании полученных данных можно сделать вывод о специализации пород зоны Главного хребта на основные рудообразующие элементы - медь, полиметаллы и золото. Представляется логичным видеть причину этих отклонений в воздействии развитого в этой зоне базальтоидного вулканизма, т.к. именно для континентальных базальтоидов характерны повышенные кларки меди, цинка, серебра, марганца, фосфора, кобальта, никеля, ванадия. Повышенные содержания меди, свинца, цинка, серебра и золота в толщах данной зоны позволяют рассматривать последние в качестве потенциальных рудоматеринских образований, т.к. мобилизация рудных компонентов в периоды тектоно-магматической активизации несомненно могла способствовать их концентрации и переотложению в форме рудных тел. Безусловно, нельзя принижать и роли рудоносных растворов, сопровождавших магмапроявления и определявших основной ход рудных процессов, однако, сингенетическая составляющая в формировании оруденения была повидимому достаточно весомой.

Геохимическая специализация магматических образований по данным Сыровацкого (1985): силлы диабазов имеют повышенные (в сравнении с кларковыми уровнями) содержания бериллия, иттрия, иттербия; пикриты и габбро-диабазы «обогащены» никелем, кобальтом, хромом, а габбро-диабазы еще и медью. Повышенными содержаниями иттрия, иттербия и бериллия характеризуются также дайковые образования основного состава, а их кислые (гранит-порфировые) разновидности, кроме указанного комплекса, имеют повышенные содержания скандия, никеля, меди. В свете этих данных становится понятным формирование обширных ореолов иттрия, иттербия и бериллия над прогнозируемыми по геофизическим данным глубинными магматическими очагами базитового состава и разломами глубинного заложения.

Повышение фоновых содержаний рудообразующих элементов по мере приближения к Главному разлому является одним из аргументов в пользу признания рудоконтролирующей роли последнего.

Выявленная геохимическая специализация Зоны Главного хребта на Cu, Zn, Pb, Ag, Co, Mn послужила основанием для выделения в ее составе Приводораздельной металлогенической зоны, несмотря на то, что формирование оруденения в последней не ограничилось сингенетичным обогащением рудными элементами исходного субстрата и основную роль в образовании промышленных руд на этой площади сыграли более поздние наложенные процессы. Тем не менее, роль первоначальной геохимической специализации оказалась настолько важной, что за пределами зоны Главного хребта проявлений колчеданного оруденения практически не отмечено.

На следующем этапе изучения интегрального геохимического поля выделяется его аномальная составляющая. Опыт работ и общие системные представления показывают, что «геохимические аномалии являются реально-существующими геологическими образованиями, синтезирующими и объективно отражающими процессы геологического развития конкретных участков земной коры» (Матвеев, 1997).

Для изучения процессов преобразования химического состава вмещающих пород и выделения среди них рудогенной составляющей интегральное полиэлементное аномальное геохимическое поле первоначально разделяется на моноэлементные поля, анализируется их структура и пространственное распределение в сопоставлении и увязке с составом и структурой геологического субстрата. Далее производится пространственное совмещение аномальных полей элементов, группируемых в определенные ассоциации. Выделяемые ассоциации характеризуют соответствующие процессы геологических (в данном случае – металлогенических) преобразований исходного геологического субстрата. Основой для выбора такого рода ассоциаций является как смысловой анализ геологических и рудогенных процессов, связанных с определенными этапами тектономагматической активизации, так и структурный анализ массива полученных геохимических данных. Последний выполняется с использованием математического аппарата, разработанного и апробированного в последние десятилетия прошлого века. Наиболее простым и надежным инструментом, на наш взгляд, является использование для внутреннего структурирования массива геохимических данных R-факторного анализа. Выделенные факторы соответ-

ствуют по геохимической характеристике основным процессам, проявившимся на данной территории:

- 1- фактор магматического воздействия на вмещающие породы (ассоциация бериллий-иттербий-иттрий-скандий-цирконий-ниобий);
- 2- фактор медно-полиметаллического оруденения (медь-серебро-свинец) ;
- 3- фактор базальтоидного магматизма (хром-ванадий-кобальт-никель-олово);
- 4- фактор гидротермально-метасоматических изменений (литий-барий)
- 5- фактор медно-колчеданного оруденения (медь-марганец-кобальт-никель);
- 6- фактор полиметаллического оруденения (свинец-цинк).

Отсутствие аналитических данных по золоту и низкая чувствительность анализов на мышьяк и сурьму (элементы-спутники золотого оруденения) не позволили выделить и охарактеризовать процессы, связанные с формированием золотого оруденения для всей изученной площади. Для золото-полисульфидного оруденения Курушского рудного поля установлены тесные корреляционные связи для ассоциации золото-серебро-мышьяк-свинец, к которой присоединяются сурьма, медь, барий.

Опираясь на результаты проведенного математического анализа, с учетом выявленных на более ранних этапах работ ассоциаций элементов-индикаторов для основных представленных на изучаемой территории типов оруденения, с ослаблением влияния «транзитных» элементов (присутствующих в каждой ассоциации) и усилением элементами, отличающими один тип оруденения от другого, для характеристики основных рудогенных процессов были выбраны следующие ассоциации:

для медноколчеданного оруденения – Cu, Co, Mn,

для полиметаллического оруденения – Pb, Ag, Ba.

Построенные по этим ассоциациям карты аномальных полей, характеризующих место и степень проявления основных рудообразующих процессов, были подвергнуты анализу для выявления рудогенных структур и закономерностей их распределения по площади.

На первом этапе структура аномального геохимического поля южной части Горного Дагестана рассматривалась на региональном уровне, с помощью комплекта геохимических карт масштаба 1:500000. В результате, в общей структуре аномального геохимического поля исследуемой территории выявлен ряд закономерностей:

1)- преобладающее общекавказское (запад-северо-западное) простираение аномальных структур, контролируемое тектоническими зонами той же ориентировки,

2)- наличие двух (субпараллельных в общем плане) - северной и южной ветвей оруденения, проявленных в виде цепочечных (непрерывно-прерывистых) аномальных полей сходного элементного состава,

3)- закономерное зональное (поясное) распределение оруденения, отражающееся в характерных ассоциациях аномалиеобразующих элементов:

а) преимущественно медно-полиметаллический состав аномальных полей южной ветви рудного пояса, в основном совпадающей с Зоной Главного хребта и областью проявления юрского магматизма, в том числе Кахетинского дайкового пояса;

б) преимущественно полиметаллический состав аномальных полей северной ветви рудного пояса, в значительной части совпадающей с Зоной Бокового хребта и восточным окончанием Казбекского диабазового пояса;

в) вдоль северного (северо-восточного) обрамления северной ветви рудного пояса шлиховыми потоками киновари и потоками рассеяния ртути фиксируется ртутоносная зона, сопровождаемая на отдельных участках короткими шлиховыми потоками золота;

4)- в междуречье Химрик-Тахор выделяется блок северо-восточной ориентировки, характеризующийся существенным ослаблением интенсивности проявления рудных процессов (особенно в южной ветви), здесь же происходит смещение Кахетинского дайкового пояса в юго-западном направлении и «затухание» Казбекского дайкового пояса;

5) - на юго-востоке с рудоносными структурами медно-полиметаллического состава общекавказского простираения сочленяется (накладывается?) субмеридиональная (ССЗ) ртутоносная Прикаспийская зона; в северной ее части, на границе с Известняковым Дагестаном, обширные аномальные поля полиметаллического состава с серебром и золотом перекрываются карбонатными меловыми отложениями.

Исходя из указанных закономерностей можно параллелизовать южную рудоносную ветвь (аномальную геохимическую зону) с Приводораздельной металлогенической зоной, а се-

верную - с Самуро-Белореченской; рудоконтролирующей структурой регионального значения следует признать Главный Кавказский разлом, а рудогенерирующую роль – за Казбекским и Кахетинским магматическими комплексами.

Граница Приводораздельной зоны проводится по области распространения геологических формаций зоны Главного хребта, геохимически специализированных на комплекс рудообразующих элементов медно-полиметаллического состава, в сочетании с областью развития интрузивного базальтоидного магматического комплекса, являющегося по нашему мнению, основным рудогенерирующим и рудоносным фактором промышленного колчеданно-полиметаллического и медно-колчеданного оруденения.

Формирование полиметаллического оруденения, являющегося отличительной чертой Самуро-Белореченской зоны на всем ее протяжении, обычно связывается с магматическими проявлениями предкелловейских диабазовых поясов – Казбекского и Кахетинского, на юго-востоке область ее распространения повидимому частично «перекрывает» территорию колчеданосной Приводораздельной МЗ.

Достаточно выдержанная общекавказская ориентировка аномальных геохимических поясов (металлогенических зон) осложняется поперечными и диагональными структурами, повидимому, глубинного заложения, в значительной степени влияющими на их внутреннее строение и определяющими границы аномальных полей, соответствующих рудным узлам и районам.

Более детальное изучение структуры аномального геохимического поля произведено на основе анализа моноэлементных и полиэлементных геохимических карт масштаба 1:100000, исследования структурообразующих факторов рудногеохимических систем разных рангов, сопоставления с элементами структурно-тектонического и магматического контроля размещения оруденения, наконец, с учетом выявленных проявлений рудной минерализации разного масштаба и формационной принадлежности.

Выполненный анализ показал наличие в составе металлогенических зон иерархически структурированных аномальных полей разного ранга, соотносимых по масштабам проявления с рудными районами, рудными узлами и рудными полями.

В северо-западной части территории выделяется несколько аномальных полей сурьмяно-мышьяково-ртутного состава, по-видимому, являющихся частью северного ртутоносного пояса Дагестана и тем самым обозначающих северную границу Самуро-Белореченской зоны.

В геохимическом поле самой Самуро-Белореченской зоны (в пределах Дагестана) выделяются несколько групп аномальных геохимических полей с полиметаллической специализацией. В северо-западной части располагается Верхне-Андийская группа: Бихалафлар, Верхне-Андийское, Букизатли, Куса, Хамаитли. Юго-восточнее располагается еще одна группа - Аварская, в составе которой выделяются поля: Жижия, Уше, Китури, Шаитли, Жекода и Митияда. Обе группы аномальных полей на данной стадии изученности отнесены к полям рассеянной рудной минерализации.

Еще юго-восточнее выделяется третья группа аномальных полей полиметаллического состава (Кудаор-Тлягдаулинская), в которую входят Ухтильорское, Кудаорское, Цемарорское, Тлягдаулинское, Тлейсухские и Ойсорские аномальные поля. Расположенное восточнее Сарыбашское аномальное поле хорошо структурировано, имеет медную и полиметаллическую специализацию, содержит участки с повышенными содержаниями золота.

Структура Дюльтычайских, Каянских, Ихрекского, Амсарского, Шиназчайского, Ахтынского аномальных полей плохо проявлена, часто мозаична, без явных признаков формирования структур концентрирования; на данном этапе изучения эти поля отнесены к зонам рассеянной рудной минерализации.

Особую группу в структуре северного аномального пояса (Самуро-Белореченской зоны) составляют Фалфан-Тукиркильское, Цейхурское и Смугульское аномальные поля полиметаллического состава, формирующие Нижне-Ахтычайскую (Фалфанскую) аномальную структуру ранга рудного района. Структурно к ним тяготеет и Куруш-Мазинская аномальная структура ранга рудного узла. Все они характеризуются повышенной золотоносностью, а в составе Куруш-Мазинской структуры выявлены золото-полиметаллические проявления промышленной значимости.

Юго-западная полоса аномальных геохимических полей соответствует Приводораздельной металлогенической зоне и глубинными поперечными разрывами разделяется на серию структурно-тектонических блоков, по площади и масштабам проявления соответствующих

рудным узлам или крупным рудным полям. По совокупности рудноформационных, геохимических, магматических, структурно-тектонических признаков они сгруппированы в четыре рудных района – Аваро-Андийский, Верхне-Джурмутский, Верхне-Самурский и Ахычайский.

Орицкальская, Мушлакская и Химрикская группы аномальных полей характеризуются медно-полиметаллическим составом и повышенной золотоносностью и образуют потенциальный Аваро-Андийский рудный район. При этом Химрикская структура повидимому контролируется системой крупных поперечных разрывов, сопровождаемых дайковым поясом также поперечной (ССВ) ориентировки, и имеет специфическую кобальтовую составляющую оруденения.

Более детальная геохимическая охарактеризованность центральной и восточной частей Приводораздельной зоны (масштаба 1:50000-1:25000) позволяет рассмотреть строение геохимического поля на уровне рудных полей и потенциальных месторождений.

В составе аномальной структуры Верхне-Джурмутского рудного района выделяются хорошо структурированные Мачхалорское и Калакор-Водораздельное аномальные поля, в которых могут быть выделены объекты, соответствующие потенциальным месторождениям.

Аномальная структура Верхне-Самурского рудного района представлена совокупностью аномальных полей, значительная часть которых располагается в пределах соседнего Азербайджана и поэтому часто не имеет завершенного вида. Так, Гутонское и Бадакское аномальные поля представлены только северными фрагментами, поэтому определить их структурные особенности и дать прогнозную оценку не представляется возможности. Структура Даккачайского и Диндичайского аномальных полей, несмотря на отсутствие сведений о их южном обрамлении, проявлена более полно. Еще более отчетливо концентрически зональное строение фиксируется в Аттагайской аномальной структуре. Концентрически зональная (очаговая) структура Курдульского аномального поля проявляется только для полиметаллической ассоциации элементов. В то же время, повышенная золотоносность поля в сочетании с наличием дифференцированных интрузивных тел (силлов и «малых» интрузий) выдвигает его в качестве перспективного для дальнейших поисков золотого оруденения.

Цимирицкое аномальное поле является наименее изученным среди рассматриваемых полей. При наличии достаточно контрастных ореолов рудообразующих элементов, структура его представляется мозаичной, проявления рудной минерализации единичны и имеют медно-кобальтовую специализацию.

За крупным поперечным глубинным разломом, четко фиксируемым в структуре аномального геохимического поля, вдоль основной рудоконтролирующей структуры размещается группа аномальных полей Ахтычайского рудного района - Борчинского, Кизилдеринского и Фийского. Структура этих объектов хорошо проявляется как в моноэлементных аномальных полях, так и в полиэлементных (представленных аддитивными ореолами основных элементов-индикаторов медноколчеданного и полиметаллического оруденения). Элементы фронтального обрамления позволяют рассматривать эту группу аномальных полей как единую структуру, соответствующую рангу рудного узла. Юго-восточное окончание южного рудного пояса представлено Мулларчайским и Вахчагчайским аномальными полями, характеризующимися медной специализацией и неясными перспективами ввиду достаточно слабой изученности.

Таким образом, анализ структуры аномального полиэлементного геохимического поля позволяет обосновать металлогеническое районирование территории и в значительной мере определить степень перспективности выделяемых металлогенических таксонов.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ЦЕОЛИТОВОГО СЫРЬЯ НАГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Курбанов М.М.

ОАО «Севкавгеология», г. Ессентуки

Цеолитовая минерализация на территории Дагестана отмечалась в различных осадочных и вулканогенных отложениях от апт-альбского до плиоцен-четвертичного возраста (Г.К.Керимов, Б.А.Батыров и др.1990 г.). Первые систематизированные сведения о цеолитовости Нагорного Дагестана были получены в процессе изучения кремнистых пород Восточного Предкавказья сотруниками Ростовского Государственного университета (Седлецкий

В.И., Бойко Н.И., Хардигов А.Э., Агарков Ю.В., 1988г., Хардигов А.Э., 2005.), которые в карбонатных, кремнистых, кремнисто-карбонатных породах толщи Зеленых мергелей среднего эоцена выявили Сулак-Рубасчайский цеолитоносный район протяженностью более 150 км. Для первоочередного изучения были рекомендованы Левашинская и Рубасчайская площади, где в 2008-2009 гг. ОАО «Севкавгеология» по заказу Управления недропользования по Р. Дагестан провела поисковые работы. По результатам описания шлифов и аналитических исследований методами РФА (более 250 анализов) и РФКА (более 500 анализов), отобранных с поверхности и из керна буровых скважин дана количественная и качественная оценка прогнозных ресурсов и минералого-технологическая типизация руд в соответствии с разработанными Конюховой Т.П. и Дистановым У.Г. (ФГУП «ЦНИИгеолнеруд») предельными содержаниями основных рудообразующих минералов (таблица 1).

Таблица 1

Основные характеристики прогнозных ресурсов

Наименования участков	Прогнозные ресурсы, млн. тонн		Соотношения минералого-технологических групп руд, %		
	Категория P ₁	Категория P ₂	1	2	3
Левашинский Левобережный	14,0	13,6	17	21	62
Левашинский Правобережный	9,1	17,2	54	27	19
Дюбек (Рубасчайская площадь)	26,2	38,7	25	47	28
Итого	49,3	69,5			

1 группа - Высококачественные руды (крупно-среднепористые, водостойкие);

2 группа – Среднекачественные руды (среднепористые, средневодостойкие);

3 группа – Низкокачественные руды (средне-мелкопористые, слабоводостойкие).

Цеолиты и цеолитсодержащие породы Нагорного Дагестана изучались в лабораторно-технологических условиях по следующим направлениям:

1. Комплексная аналитико-технологическая оценка по группе порошковых и зернистых адсорбционных материалов в зависимости от минерального состава руд (наличие или отсутствие монтмориллонита);

2. Испытания в качестве сорбционно-фильтрующего материала для очистки питьевых вод от вредных примесей, дизельных и растительных масел;

3. Возможность использования при производстве керамического кирпича, термолитового гравия (искусственного заполнителя для бетонов) и портландцемента.

Кроме того, по опыту изучения руд аналогичного состава определена возможность использования цеолитов и ЦСП для получения органо-минеральных удобрений пролонгирующего действия.

Лабораторно-технологические испытания сорбционно-фильтрующего материала на основе цеолитита Правобережного участка Левашинской поисковой площади показали возможность и эффективность его использования для очистки питьевых вод поверхностных источников от Fe^{3+,2+}, Ni²⁺, Zn²⁺, Mn²⁺, Cu²⁺, Cr⁶⁺, СПАВ, фенола и нефтепродуктов взамен применяемого в настоящее время кварцевого песка. Очистка воды от вышеуказанных примесей происходит до предельно допустимых концентраций (ПДК), при этом соотношение веса СФМ (0,184 кг) к объему очищенной воды (84,35 л) составило как 1:458 (при норме 1:100) или 1 объем СФМ к объему очищенной воды составляет как 1:433.

Испытания также показали, что отбеливающую способность цеолитового сырья Нагорного Дагестана при очистке **дизельного масла** 22 %, растительного выше – 71 %, маслосодержательность в обоих случаях невысокая 30,0 г/100 г и 24,5 г/100 г соответственно.

На основе лабораторно-технологических испытаний установлена высокая эффективность применения цеолитсодержащих пород **при производстве кирпича** как в обжиговой технологии, так и при полусухом прессовании, при производстве портландцемента, а также пригодность для производства термолитового гравия.

Оценка возможности использования минерального сырья **в сельском хозяйстве** проведена на основе сопоставления минерального состава и свойств руд Нагорного Дагестана с имеющимися патентными разработками. Известны органо-минеральные удобрения пролонги-

рованного действия, изготовленные на основе цеолита с добавлением навоза домашнего скота в количестве 10-30 %, (пат. № 4559073, США), калийзамещенного цеолита и свиного навоза при их соотношении 1 : 0,8 – 1,2, (а.с. № 1240757, СССР), смеси цеолита с бентонитом и помета кур и свиней (пат. № 6072074, Япония), цеолитов, глауконитов, бентонитов с добавлением навоза, торфа, ила, лигнина, отходов гидролизно-дрожжевых производств, сточных вод спиртовых и сахарных заводов в количестве 1-60 % (пат. № 255548, РФ), клиноптилолита с куриным пометом и суперфосфатом при их соотношении 1 : 0,03÷0,15, 1 : 0,05÷0,17 (пат. № 2094410, РФ), цеолитсодержащих пород с добавлением нитрата аммония в количестве 76-94 % (пат. №2111937, РФ), цеолитсодержащих пород с отходами птицеводческих и животноводческих комплексов (пат. № 2184102, РФ).

Кроме того, известна пригодность природных минеральных адсорбентов для повышения плодородия культур, качества сельскохозяйственной продукции и улучшения состояния почв

В соответствии с методическими рекомендациями ВИЭМС по укрупненным показателям выполнена **геолого-экономическая оценка** прогнозных ресурсов Левашинской и Рубасчайской площадей. В качестве объекта-аналога принималось комплексное добывающее предприятие, спроектированное на базе Татарско-Шатрашанского месторождения цеолитсодержащих мергелей в Республике Татарстан.

Результаты оценки показывают возможность создания в Левашинском и Табасаранском районах Р.Дагестан двух предприятий с годовой производительностью по добыче по 640 тыс. тонн каждое. Рентабельность предприятий к эксплуатационным затратам в коммерческом варианте составляет 28,6 %.

Результаты поисковых работ на цеолиты и цеолитсодержащие породы в Нагорном Дагестане демонстрируют наличие убедительных геологических, минералого-технологических и геолого-экономических аргументов, обосновывающих реальную возможность и целесообразность создания здесь крупной минерально-сырьевой базы и достаточно мощных предприятий по добыче и переработке этого ценного минерального сырья.

Уточнение качественных и количественных характеристик минерально-сырьевой базы цеолитов и цеолитсодержащих пород, лицензирование перспективных объектов и строительство рекомендуемых предприятий сыграют существенную роль в социально-экономическом развитии Республики Дагестан.

Литература

1. Беляев Е.В. Чайкин В.Г. Баталин Ю.В. И, Курбанов М.М. др. Научно-методическое и аналитико-технологическое обеспечение геологоразведочных работ на нерудные полезные ископаемые Южного Федерального округа. Отечественная геология. - 2006. №4 - С. 71-74
2. Беляев Е.В. Чайкин В.Г. Курбанов М.М., Аксаметов Е.В. Перспективные направления развития минерально-сырьевой базы нерудных полезных ископаемых Северного Кавказа Отечественная геология. - 2007. №3 - С. 71-75
3. Беляев Е.В., Антонов В.А., Распопов Ю.В., Рышков М.М., Курбанов М.М. Минерально-сырьевая база неметаллических твердых полезных ископаемых Южного федерального округа Минеральные ресурсы России. Управление и экономика. 2009, № 4, с 7 - 15
4. Конюхова Т.П., Дистанов У.Г. Технологическая классификация смешанных кремнистых цеолитсодержащих пород // Разведка и охрана недр.-2000. № 9.-С.45-46
5. Курбанов М.М., Багатаев Р.М. Беляев Е.В. И др. Цеолиты Дагестана и перспективы их использования Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного Федерального округа: Материалы науч. практ. конф., Махачкала, 13-15 сент. 2006г - Махачкала, 2006.С.12-14
6. Курбанов М.М., Гладких Н.А., Беляев Е.В., Аблямитов П.О., Антонов В.А. Минерально-сырьевая база цеолитовых и цеолитсодержащих пород Нагорного Дагестана. Состояние, перспективы развития/ Состояние минерально-сырьевой базы юга России и перспективы ее развития. Материалы научно-практической конференции 21-22 мая 2009 г. Ростов –на Дону, 2009. С.137-140
7. Михайлов А.С. Цеолиты стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений / Природные цеолиты. – М.: Наука, 1980. – С.53-59.
8. Талпа Б.В., Агарков Ю.В., Бардин Ю.Ю. Кремнистые породы – новая сырьевая база стройиндустрии Северного Кавказа / Разведка и охрана недр. - №1 1, 1992. – С.12-14.
9. Хардигов А.Э. Цеолиты Северного Кавказа. – Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 2005. – 224с.
10. Хардигов А.Э., Бойко Н.И., Агарков Ю.В. Цеолиты Восточного Предкавказья и перспективы их практического использования /Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. - №6, 1992.–С.86-91.

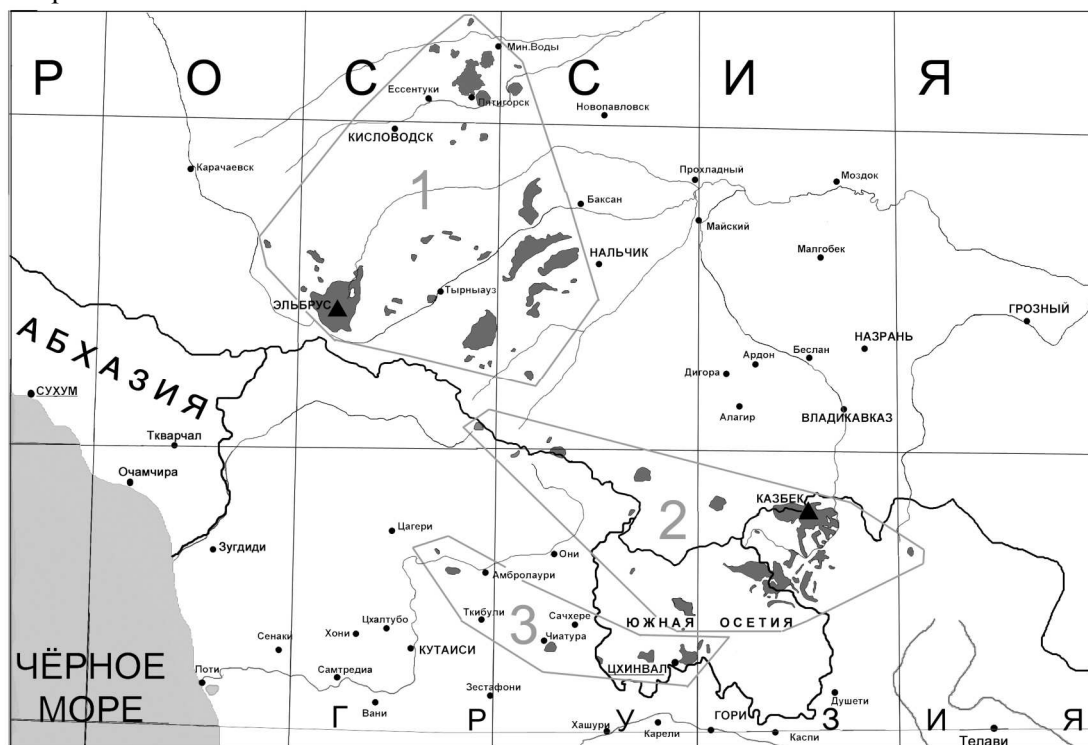
ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗБЕКСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ БОЛЬШОГО КAVКАЗА

Лебедев В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа, обусловленный возникновением в пределах Кавказского сегмента Альпийского пояса сложной обстановки совмещения коллизии типа континент-континент с активностью горячей точки мантии (Бурсук, 2003; и др.), развивался в течение трех дискретных этапов (Бурсук, 1979) на протяжении последних 8.5-8 млн. лет (Поль и др., 1993; Лебедев и др., 2006; и др.). Геохронологическими исследованиями, широко проводившимися в последнее десятилетие в ИГЕМ РАН, а также ряде отечественных и зарубежных изотопных лабораторий, были установлены временные рамки этапов молодого магматизма Большого Кавказа (включая его северную периферию) – позднемиоценового (8.5-6.0 млн. лет назад), плиоценового (4.0-1.8 млн. лет назад) и четвертичного (менее 1.5 млн. лет назад) (Чернышев и др. 2006; и др.). Продукты магматической активности, образовавшиеся на двух первых этапах, представлены как вулканитами, так и интрузивными породами различного состава; для четвертичного этапа известны только эффузивные и субвулканические образования.

Территориально неоген-четвертичный магматизм Большого Кавказа проявлен в пределах трех неовулканических областей (рис. 1) – Эльбрусской, Казбекской и Центрально-Грузинской (Милановский, Короновский, 1973; и др.). В каждой из этих областей магматическая активность имела свои особенности, в частности, существенно различающиеся временные рамки проявления ее этапов.

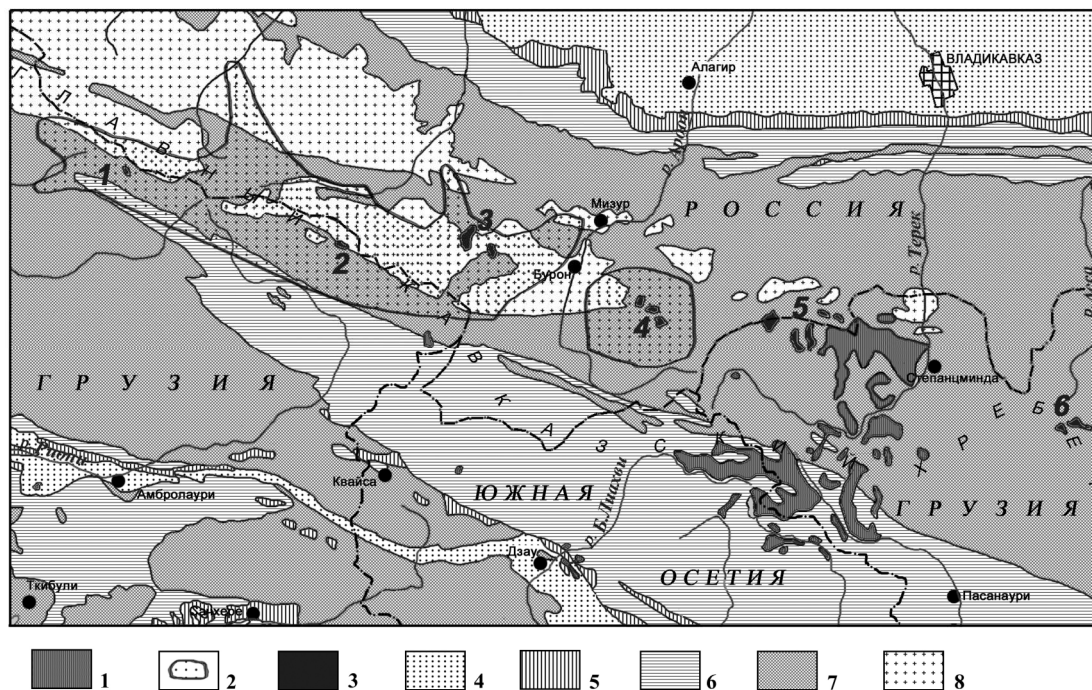


1 – Эльбрусская неовулканическая область, 2 – Казбекская неовулканическая область, 3 – Центрально-Грузинская неовулканическая область.

Рис.1. Схема проявления позднекайнозойского вулканизма на Большом Кавказе.

Казбекская область протягивается в субширотном направлении по обеим сторонам Главного Кавказского хребта от долин рек Терек и Черная Арагви на востоке до истоков рек Ингури, Цхенисцкали и Черек на западе (рис. 2). Молодой магматизм в ее пределах развивался в течение двух этапов – плиоценового и четвертичного. Наиболее ранние проявления магматической активности здесь связаны с образованием небольших интрузивных тел гранитоидов – Цурунгал и Кароби в верховьях рек Цхенисцкали и Риони (4.4-4.0 млн. лет) (Бурсук, 1979). В среднем - позднем плиоцене в горной части Северной Осетии внедрились интрузии гранодиоритов – Сонгутидонская, Теплинская и Джимарская, возраст которых составляет от 3.5 до 2 млн. лет (Бурсук, 1979; Лебедев и др., 2009). Конец плиоцена - начало антропогена (1.8-0.9 млн.лет назад) ознаменовались интенсивной вулканической активностью в зоне Главного Кав-

казского хребта на территории, протянувшейся от верховьев р. Риони до р. Гизельдон. К настоящему времени вулканические аппараты этого возраста оказались разрушенными и фиксируются только по многочисленным дайкам различного состава (от риолитов до андезибазальтов). Переотложенные в Осетинской впадине продукты активности плиоцен-эоплейстоценовых вулканов входят в состав вулканогенно-обломочной толщи, известной как свита рухс-дзуар. Примерно в это же время (1.6 ± 0.15 млн. лет) в районе Гудамакарского перевала возник интрузивный массив гранит-порфиров Калква (Борсук, 1979).



1 – четвертичные вулканиды, 2 – ареал распространения плиоцен-эоплейстоценовых даек, 3 – плиоценовые массивы гранитоидов (1 – Нурунгал, 2 – Кароби, 3 – Сонгутидонский, 4 – Теплинский, 5 – Джимарский, 6 – Калква), 4 – осадочные образования неогена, 5 – осадочные образования палеогена, 6 – осадочные породы и вулканиды мела, 7 – осадочные породы и вулканиды юры, 8 – палеозойские магматические и метаморфические породы фундамента.

Рис. 2. Геологическая карта Казбекской неовулканической области.

Четвертичная вулканическая активность в Казбекской области протекала в пределах Казбекского, Кельского, Кабарджин-Сакохетского и Джавского центров. Кроме того, в истоках реки Терек у перевала Трусо и в северной части Южной Осетии известно три изолированных вулкана (Реси, Насты-Цуб и Цителимта), согласно геоморфологическим данным проявлявших активность в неоплейстоцене.

Казбекский вулканический центр, расположенный в северо-восточной части области, включает в себя непосредственно вулкан Казбек, а также ряд аппаратов к востоку и югу от него (Бетлеми, Кечутцвери, Пик Мнаиси, Ткаршети, Малый Ткаршети, Шевардени, эксплозивные аппараты в долине р. Терек). Состав пород центра варьирует от трахиандезибазальтов до дацитов при доминирующей роли андезитовых лав. Изотопные данные свидетельствуют о том, что развитие новейшего вулканизма в пределах центра происходило на протяжении последних 450-400 тыс. лет (Чернышев и др., 1999). В конце раннего неоплейстоцена на месте современного массива горы Казбек существовал вулкан-предшественник, потоки с которого преимущественно стекали на юг и северо-восток по палеодолинам рек Мнаисидон и Девдораки. Извержения «Палео-Казбека» привели к образованию кальдеры обрушения диаметром около 5 км, хорошо дешифрируемой на космоснимках региона. В среднем неоплейстоцене (около 250-180 тыс. лет назад) в ее центре возник вулкан Казбек, лавовые потоки которого спускались преимущественно в восточном направлении (Гвелетский, Цдо, Чхерский, Нижние Аршинские) и только один (Майлинский) – в западном. Они начинаются непосредственно на вершине Казбека и спускаются в долину р. Терек. По-видимому, в позднем неоплейстоцене - голоцене (от 70 до 6 тыс. лет назад), возникла цепочка сателлитных вулканов, окруживших Казбек полукольцом с южной стороны, а также небольшие центры извержений, расположенные в современной долине р. Терек. Одним из последних, по нашим данным, был активен моногенный вулкан Малый Ткаршети, извержение которого произошло не позднее середины голоцена (Чернышев и др., 1999).

Кабарджин-Сакохетский вулканический центр расположен к востоку от Крестового перевала на северном и южном склонах Главного Кавказского хребта. К нему относятся стратовулкан Кабарджин, шлаковые конусы Сакохе и Нарвани, а также ряд небольших экструзий и эксплозивных центров. Породы центра характеризуются спектром составов от субщелочных базальтов до дацитов. К-Аг датировки, полученные нами для лав вулканов Кабарджин и Сакохе, указывают на то, что основной период активности в пределах Кабарджин-Сакохетского центра приходится на временной интервал от 300 до 180 тыс. лет назад (Чернышев и др., 1999).

Кельский вулканический центр, расположенный на южном склоне Главного Кавказского хребта к западу от Крестового перевала в пределах одноименного нагорья (истоки рек Ксани, Белая Арагви, Большая и Малая Лиакхва) характеризуется развитием ареального умереннокислого магматизма. На его территории нами описано и изучено до 35 отдельных, преимущественно моногенных вулканических аппаратов (Лебедев и др., 2004; 2011; и др.). Эффузивы Кельского центра представлены спектром пород от андезитов (трахиандезитов) до риолитов. В результате проведенных изотопно-геохронологических исследований установлена общая продолжительность магматизма на Кельском нагорье (250 тыс. лет), выявлен его выраженный дискретный характер, выделены три фазы активности - средннеоплейстоценовая (245-170 тыс. лет назад), поздннеоплейстоценовая (135-70 тыс. лет назад) и поздннеоплейстоцен-голоценовая (менее 30 тыс. лет назад), получены свидетельства извержений отдельных вулканов в конце неоплейстоцена – голоцене (Лебедев и др., 2004; 2011; и др.). Первая фаза активности была преимущественно связана с формированием экструзивных куполов; в последующем в регионе преобладали извержения лавовых вулканов. Наиболее масштабные извержения в этой части Большого Кавказа приходятся на временной отрезок второй фазы.

Джавский вулканический центр локализован в Южной Осетии в долине р. Большая Лиакхва. Здесь известно 8 небольших останцов андезитовых лавовых потоков, связанных с трещинными излияниями. Датировки, полученные нами для двух из них, свидетельствуют об образовании лав в среднем и позднем неоплейстоцене (около 180 и 60 тыс. лет назад; Чернышев и др., 1999).

Работа выполнена в рамках Программы №4 фундаментальных исследований Президиума РАН при поддержке РФФИ (грант №11-05-00012).

Литература

1. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299с.
2. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27с.
3. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. и др. Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным К-Аг изотопного датирования // Доклады РАН. 2004. Т.399. № 3. С.378-383.
4. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Авдеенко А.С. и др. Неуравновешенность начального изотопного состава Аг и Sr в сосуществующих минералах миоценовых гипабиссальных гранитоидов района Кавказских Минеральных Вод // Доклады РАН. 2006. Т.410. № 1. С.95-100.
5. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. №6. С.582-602.
6. Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В. и др. Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья (Большой Кавказ) // Геохимия. 2011. №9. С.1-27.
7. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280с.
8. Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б. и др. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108-125.
9. Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др. К-Аг изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Доклады РАН. 1999. Т.367. №6. С. 810-814.
10. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулкаников: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69-89.

ВКЛЮЧЕНИЯ ПОРОД В ЭОЛОВЫХ ПЕСКАХ САРЫ-КУМА

*Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Исаков С.И.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Эоловое образование Сары-Кум в Дагестане отмечено на границе приморской низменности с хребтом Нарат-Тюбе, сложенного среднемиоценовыми (чокрак-караган), преимущественно кварцевыми, слабосцементированными песчаниками. Эоловые пески залегают на поверхности хазарской морской террасы.

В литературе существуют различные названия этого эолового скопления песков: эоловая пустыня, бугор, бархан, дюна [5, 1]. В последнее время [2] предлагается именовать это образование термином массив. Согласно геологическому словарю (1973) наиболее соответствующее название по нашему мнению следует считать дюна, как отражающее геоморфологию и эоловый генезис.

Наиболее детально эту дюну обследовал А.А. Майоров (1927), который отмечал наличие в эоловых песках включения гравия, гальки, валунов, глыб. Он считал, что эти обломочные формы пород перешли из подстилающей дюну хазарской террасы путем выдувания песка и т.д. Скопления обломков им отмечены у подножья дюны и в ее более верхних горизонтах вплоть до гребней. Он отмечает, что с песками перемешана многочисленная и разнообразная по величине и составу галька, иногда даже с очень крупными и тяжелыми валунами.

«У подножья же вокруг бугра местами собраны целые россыпи гальки. Галечниковые россыпи вокруг подножья горы, остающиеся неподвижно – непрерываемое свидетельство о развевании породы, лежащей под барханскими песками». И далее отмечается, что «к песку наблюдается примесь измельченных нежных обломков раковин, которых нет в местных сарматских песчаниках». Мы считаем, что это обломочки улиток, встречающихся в эоловых песках.

В 2009-10 гг. И.А.Идрисов (устное сообщение) нашел в эоловых песках образования пород амебообразной формы, маломощных (до 1-1,5см) корочек и округлых шарообразных форм (d до 1,5-2 см). Эти образования представлены терригенным песком, гравием, сцементированным пелитоморфным карбонатом, легко вскипающим в HCl. Считалось, что эти породы образованы почвенно-биологическими процессами путем поднятия к поверхности углекислоты.

В 2011 году нами осмотрены карьеры дюны Сары-Кум на правом берегу и левом берегу речки Шура-Озень. В стенках этих карьеров отмечается эоловая слоистость песков в нижней (большей по мощности) части. Слоистость равномерная, четкая, ритмическая, резко выраженная, в отличие от приповерхностной части дюны. Это говорит о разных режимах атмосферных процессов, происходивших при формировании эоловых толщ.

Здесь же в стенках карьеров, отмечаются корочки пород, которые установлены ранее [2], но в гораздо больших масштабах и в других соотношениях с эоловыми песками. В верхней части нижней толщи с резко выраженной слоистостью в восточной части дюны отмечена слоистость, представленная корочками, состоящими из терригенного (эолового) песка дюны сцементированного криптозернистым карбонатом, в отдельных случаях с аморфным (под микроскопом) веществом. Распределение корочек подчиняется эоловой слоистости песка. Мощность их (корочек) составляет от 0,5 до 2,0 см. Отмечена слоистая пачка мощностью до 1-1,5м, в ней насчитывается порядка 50 корочек, переслаивающихся с рыхлым песком (форма напоминает слоеный торт). В восточном направлении вся эта пачка срезается одним слоем (корочкой) наискось. Часто встречаются корочки, поверхность (верх) которых покрыта налетом светло-желтоватого вещества, интенсивно вскипающего при воздействии HCl. В других случаях эти налеты отмечаются в виде вязкого затвердевшего вещества. Мощность этих налетов чаще всего составляет 1-3мм, в редких случаях в углублениях она увеличивается. В этой части дюны корочки отмечаются в виде тонких, ровных пластин, краевые части их представлены в виде самых причудливых ажурных, сетчатых, амебообразных образований. Выделяются единичные экземпляры этого карбонатного вещества – винтообразной, амебообразной формы и в виде круглых шариков (в диаметре до 1-1,5см). Пласты корочек и единичные формы распределяются, подчиняясь эоловой слоистости. Рассмотренная группа образований относится к сингенетическим (по отношению к эоловым пескам), сформировавшимся под влиянием деятельности ветра в поверхностных условиях. Другая группа подобных образований (идентичных) по пелитоморфно-карбонатному составу представлена эпигенетическими по отношению к эоловой слоистости прожилками, корочками. Они ориентированы вертикально, развиваются по трещинова-

тости в песках. Выделяются четкие корочки по трещинам в песке. В стенках карьера (западной части дюны) хорошо видна трещиноватость, контролирующая вертикальные корочки. В глубину они не развиваются. Вероятно их образование связано с поступлением минерального вещества в виде газо-паро-пепловых флюидов, большую часть которых составляли карбонаты. Флюиды распространялись по трещинам в пределах карьера в горизонтальном направлении юг-север, т.к. эти трещины в днище карьера не отмечены или слабо развиты.

Горизонтальные (сингенетичные) корочки образовались в эоловых песках путем выпадения минерального вещества (карбонат – вулканическое стекло? – вода, возможно пепел). Попадая на поверхность рыхлой породы эта жидкая минеральная масса смешивалась с эоловым песком. При застывании этого вещества образовывались корочки. При достаточном его (вещества) количестве формировались сплошные корочки, с уменьшением массы этого материала начинали возникать корочки разнообразной морфологии – ажурные, сетчатые, амёбообразные единичные образования и шарики диаметром до 1-1,5 см. То что это вещество попадало в песок в жидком состоянии из атмосферы не вызывает сомнений. На отдельных формах можно видеть в средней части (по толщине) выступы, реборды, образовавшиеся при падении жидкой массы в песок. Наличие желтовато-светлых налетов на верхних частях корочек - свидетельство о первоначально-жидком состоянии застывшего вещества, выпадавшего из атмосферы.

Ритмичное чередование корочек с пелитоморфным карбонатом в восточной части Сары-Кума напоминает функционирование процессов, связанных с остыванием магматического очага, поствулканических процессов, которые могут быть связаны как с первичными эманациями из магматического расплава, так и с нагреванием грунтовых вод и превращением их в пар [4]. Это могут быть фумаролы – выходы вулканических газов на поверхность; горячие источники, или термы (они могут быть связаны не только с вулканической деятельностью) в нашем случае кальциево-бикарбонатными. В ритмическом чередовании корочек можно усмотреть функционирование гейзера (горячего источника, воды которого строго периодически фонтанируют с выбросом вверх на десятки метров).

В отдельных образцах корочек среди цементирующей массы криптозернистого кальция отмечено аморфное вещество (аморфный кремнезем или вулканическое стекло). В случае наличия в породах последнего эти процессы будут более высокотемпературные и теснее связаны с газо-паро-пепловыми флюидами. В том и другом случае породы включений и корочек в эоловых песках Сары-Кума признаки наличия в регионе вулканических процессов.

Проявления газо-паро-пепловых флюидов отмечены в долинах речек Истисув, Шура-Озень (при выходе которой на приморскую низменность закартирована дюна Сары-Кум) и на Буйнакском перевале (Нарат-Тюбинский хребет). В долине Истисув в минеральном веществе, отмечающемся в тектонических полостях, проходящих по межпластовым контактам караганских песчаников, минералогическим анализом установлено вулканическое стекло (10,81-12,88%); вулканический пепел (54,21-68,71%), под которым понимается частицы из сцепленных между собой субмикронных пепловых частиц, или как его еще называют аккреционный пепел [5].

В двух других точках, аналогичных проявлению Истисув, нами пока вулканического стекла и пеплов – основных индикаторов вулканических процессов – не установлено, т.к. не проведены минералогические исследования. Но есть серьезные основания считать, что все рассмотренные образования совместно с установленными включениями пород в эоловых песках Сары-Кума, связанными с единым источником, очагом вулканических процессов в регионе, проявленными одновременно.

В работе [6] приведена выписка из [3] путешественника Моане «Гора (Сары-Кум) беспрерывно меняет свою форму, но не рассыпается по равнине. Феномен этот приписывают вулканическим извержениям: действительно мы вступаем в страну, где чувствуется на каждом шагу присутствие подземного огня». Мы видим, что Моане предполагает наличие вулканизма в регионе на основании геоморфологических признаков дюны Сары-Кум. Хотя в те времена (1871г.) существовали и другие, настоящие признаки вулканической деятельности. Наверняка в то время существовали термальные сероводородные источники, красноцветные источники с окислами железа, да и выходы вулканических пеплов в долинах рек Шура-Озень и Истисув, располагающейся к западу в 3-4 км от долин р. Шура-Озень с дюной Сары-Кум, расположенной на левобережье этой речки. Если бы в то время проводились геологические исследования, то эти признаки были бы установлены еще 1,5 века назад. То есть Моане предвидел здесь наличие вулканических процессов и их проявление в наше время.

В 1970 году произошло Дагестанское землетрясение с эпицентром расположенным в селении Кумторкала. И, наконец, в 2007 году лабораторией «Региональной геологии и минерального сырья» ИГ ДНЦ РАН установлены проявления вулканических пеплов в долинах рек Истисув, Шура-Озень и на Буйнакском перевале. Все проявления приурочены к зоне Нарат-Тюбинских разломов. Они локализируются в тектонических трещинах, пересекающих осадочные толщи – кварцевые слабосцементированные песчаники чокрак-караганского возраста и в контактах напластования этих пород.

Какую роль вулканические процессы сыграли в становлении дюны Сары-Кум говорить еще преждевременно, но ясно одно, что они участвовали в ее образовании.

Литература

1. Акаев Б.А. и др. Физическая география Дагестана. М.: Школа, 1996, 381с.
2. Идрисов И.А. К истории формирования и развития песчаного массива Сары-Кум. Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». Вып.3, Махачкала, 2010, С. 19-26.
3. «Всемирный путешественник», М., 1871. Вып.14, С. 215-216
4. Короновский Н.В. Общая геология. М., 2006, 525с.
5. Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2006, 604с.
6. Майоров А.А. Эоловая пустыня у подножья Дагестана. Махачкала, 1927, 116с.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ СРЕДНЕМИОЦЕНОВЫХ (ЧОКРАК-КАРАГАНСКИХ) ПЕСЧАНИКОВ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И.

Восточный Кавказ до настоящего времени считался бесперспективным на поиски драгоценных металлов-россыпей, коренных проявлений. В Ставрополье велись работы на поиски россыпей титано-циркониевого сырья, проявления которых были известны с 60^х годов прошлого века. Эти исследования увенчались успехом – здесь были открыты промышленные титано-циркониевые россыпи – Бешпагирское и ряд более мелких. В Дагестане (1958-60) проведены геолого-поисковые работы в пляжевой зоне Каспия. Была установлена региональная зараженность тяжелой фракцией, содержащей титано-циркониевые минералы (циркон, ильменит, рутил, лейкоксен) до 80%, пляжевой зоны в устье отдельных речек – Черкез-Озень, Манас-Озень, Терек с содержанием полезных компонентов до 1кг/м³. И только в отдельных местах установлены маломощные пласты (1,5м) с промышленным содержанием 10 кг/м³.

Анализ литературы фондовой, опубликованной, проведенный нами показал, что тяжёлая фракция (с титано-циркониевыми минералами) широко распространена в мезокайнозойских отложениях региона. Но она (тяжёлая фракция) изучалась для фациально-литологических целей и использовалась в основном для определения направления источников сноса терригенного материала. Поэтому эти работы в большинстве своём не определяли содержание тяжёлой фракции в породах и тем более определённых титано-циркониевых минералов. Определялось только процентное содержание их от массы тяжёлой фракции. Поэтому для вопросов россыпеобразования эти материалы были не пригодны.

С 2003 года Институт геологии по проекту Отделения наук о Земле РАН проводил работы по изучению территории на возможность обнаружения титано-циркониевых россыпей. В результате проведенных исследований (шлиховое опробование рыхлых отложений) с использованием имевшихся материалов нами установлено, что минералы титано-циркониевого сырья имеют сквозной характер и отмечаются в тяжёлой фракции в породах от самых древних нижнеюрских отложений и до современных донных осадков Каспия.

При этом выделено четыре вида территорий, исходя из них перспективности и генетическому типу ожидаемых в них месторождений.

1. Территория сложенная юрскими (J₁₋₃) и меловыми (K₁₋₂) отложениями, представленными литифицированными осадками – песчаники, аргиллиты, сланцы, известняки, терригенно-карбонатные породы и др. Здесь могут быть установлены древние и литифицированные россыпи, которые можно рассматривать по способу отработки как рудные месторождения.

2. Территория сложенная третичными осадками (P-N), среди которых отмечаются слабосцементированные, кварцевые песчаники, особо широко представлены в чокрак-карагане.

Эти песчаники слабосцементированы, они легко разрушаются при механическом воздействии и даже вручную. Этим отложениям нами уделено максимальное внимание при шлиховом опробовании. При установлении в них полезных компонентов они могут рассматриваться как древние прибрежно-морские россыпи (ПМР). Опробованием нами установлены содержания тяжелой фракции в них 0,3-1%, в среднем 0,5%. В отдельных маломощных участках устанавливаются промышленные содержания 2,5-3%.

3. Третья зона – это рыхлые четвертичные отложения приморской низменности. Перспективность здесь освещена только в пляжевой зоне и то в отдельных участках. А наиболее мощные зоны более древних четвертичных отложений (хвалынские, хазарские, бакинские) опробованием не освещены.

4. Четвертая зона – современные морские рыхлые отложения, примыкающие к береговой зоне. Здесь так же отмечены содержания циркона, ильменита, рутила достигающий 1-2 кг/м³.

Наиболее перспективными на поиски россыпей считаются вторая и третья зоны.

При проведении шлихового опробования на титано-циркониевое сырьё в тяжелой фракции шлихов нами отмечались единичные знаки золота, платины, чешуйки серебра. Опробование проводилось малыми навесками 0,2-0,3 кг. Когда стали увеличивать объём промываемых проб до 1-10 кг, драгоценные металлы стали появляться чаще и в большем количестве в одной пробе. Затем песчаники подвергли опробованию с аналитическим определением (атомно-абсорбционным) драгметаллов. Во всех пробах установились золото (2-3 г/т), платина (4-5 г/т), палладий (до 2-3 г/т).

До этого Дагестанской геологоразведочной экспедицией в различные годы проводились работы на золото (1979-80) ревизионные работы по переопробованию рудных (полиметаллы) точек на золото, затем работы (1990-95) по установлению рудных источников шлихового золота, устанавливаемого при шлиховой съёмке; ореолов серебра устанавливаемых при геохимическом опробовании подонных осадков современных водотоков с содержанием 10-100г/т. Но эти работы положительных и внятных результатов не дали.

Анализ материалов по геологии, шлиховой металлоносности, минералогии тяжелой фракции показал, что драгметаллы ассоциируют с минералами устойчивыми при физико-химическом выветривании, т.е. остаточными минералами кор выветривания. К таким минералам относятся ильменит, циркон, рутил, сфен, лейкоксен, кианит, ставролит, андалузит, турмалин, мусковит, гранат, хромит. Это позволяет считать, что шлиховые металлы совместно с терригенными минералами образовывались при формировании площадных кор выветривания. Эти представления согласуются с фактическим материалом по шлиховой металлоносности, обосновывают наличие процессов россыпеобразования. Отсюда следует направление исследований – шлиховая съёмка, поиски россыпей, вместо поисков рудных источников шлиховых драгметаллов.

Проведёнными до настоящего времени исследованиями установлено следующее:

1. В среднемиоценовых (слабосцементированных кварцевых) песчаниках (чокрак-караган) отмечается терригенное золото по данным шлихового опробования (рис. 1, 2, 3) по простиранию от р.Сулак до р.Рубасчай на протяжении 180 км, вкrest простирания в отдельных сечениях до 10 км (долина р.Шура-Озень). Мощность песчаников составляет десятки (до 100) метров.

Опробование проводилось по долинам рек прорезающих среднемиоценовые отложения, слагающие цепь передовых хребтов Нарат-Тюбе, Карабурун и др., отделяющие ороген Восточного Кавказа от Терско-Каспийского передового прогиба. Опробование велось вначале небольшими навесками 0,2-0,3 кг, далее до 1 кг и затем более крупными навесками 10-20кг, как это принято при шлиховом опробовании на золото. Опробованием малыми навесками устанавливались знаки золота средних размеров – 0,063мм, платины – 0,12мм, единичные чешуйки серебра. Максимальные содержания золота при этом в единичных пробах достигали 0,6-4 г/м³. (долина р.Шура-Озень).

Драгоценные металлы при промывке отмечаются в тяжелой фракции шлихов, которая по размерности попадает в класс крупности – 0,2 мм. Ввиду того, что драгметаллы относятся к мелкозернистому типу (МГЗ), промывка их при шлиховом опробовании затрудняется. Большая часть тонких зерен драгметаллов при промывке сносится (по литературным данным до 60-80%).

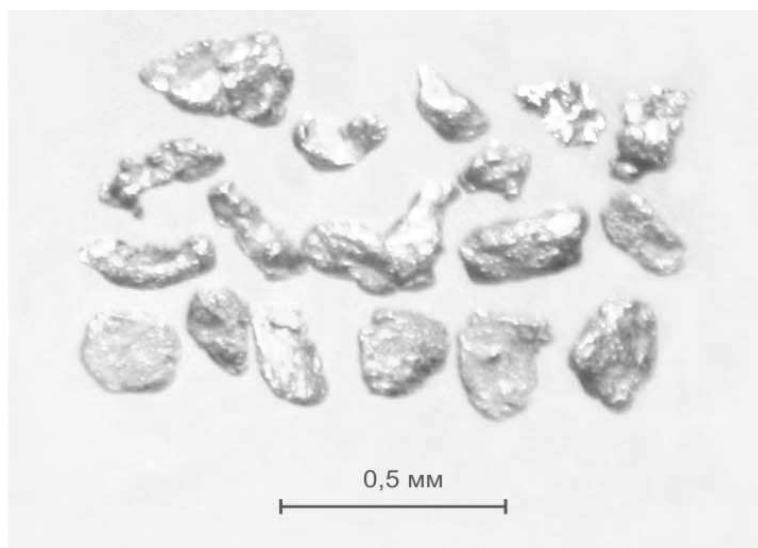


Рис. 1.
Шлиховое золото (караганские песчаники)
Буйнакский район

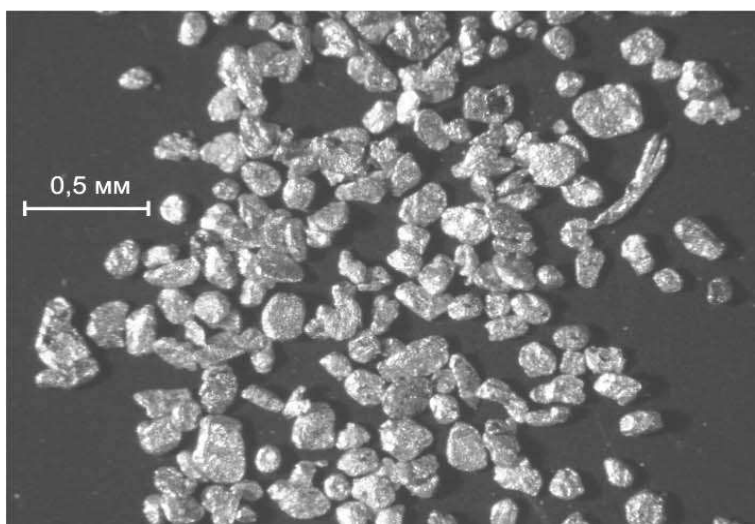


Рис. 2.
Шлиховое золото (кварцевые песчаники, чокрак).
Долина реки Шура-Озень.

Исходя из этого мы перешли к их определению аналитическими методами – атомно-абсорбционным (ИГ ДНЦ РАН). Все долины, по которым промывались шлихи, были опробованы этим методом. Широкая региональная распространенность драгметаллов этим методом была подтверждена, при этом концентрации золота (2-3 г/т), платины (4-5 г/т), палладия (2-3 г/т) были больше чем это устанавливалось для Au, Pt промывкой. При контрольных анализах в ЦНИГРИ – 6 проб, весом 5-8 кг промывкой на концентрате с последующим массспектрометрическим определением установлена незначительное содержание золота 0,01 г/т.

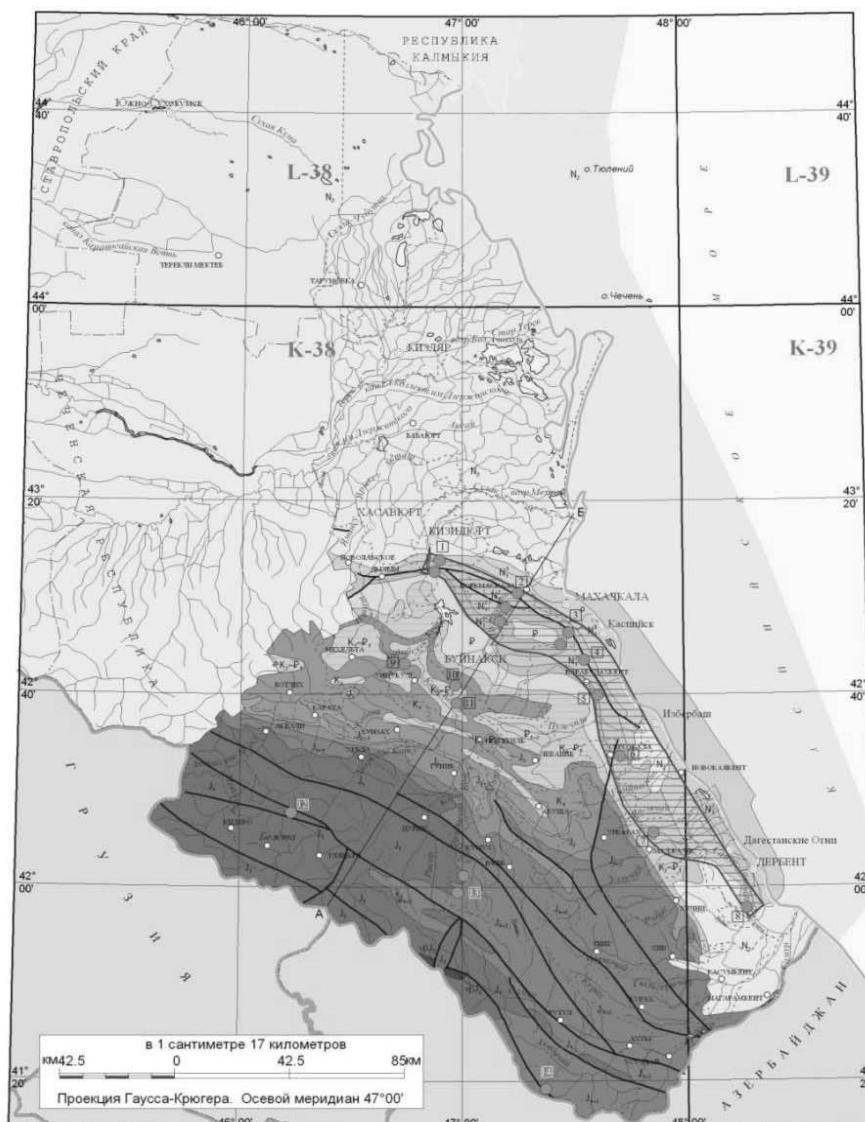
Первая группа проявлений приурочена к среднему миоцену (N_1^2) обозначена номерами 1-8. На основе различных видов физико-химических исследований получены следующие результаты.

Участок 1, нижнее течение р.Сулак, отобрано 17 проб, среднее содержание в г/т Au- 0,8; Pt- 0,92; Pd- 0,9 (данные по атомно-абсорбционному анализу).

Участок 2, долина р.Шура-Озень, отобрано 28 проб, Au- 0,3; Ag- 1,5 (данные по пробирно-гравитационному анализу).

Участок 3, долина р.Черкез-Озень, отобрано 9 проб, Au- 0,32; Ag- 1,37.

Участок 4, с.Карабудахкент, отобрано 3 пробы, Au- 0,52; Ag- 1,61.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АБ

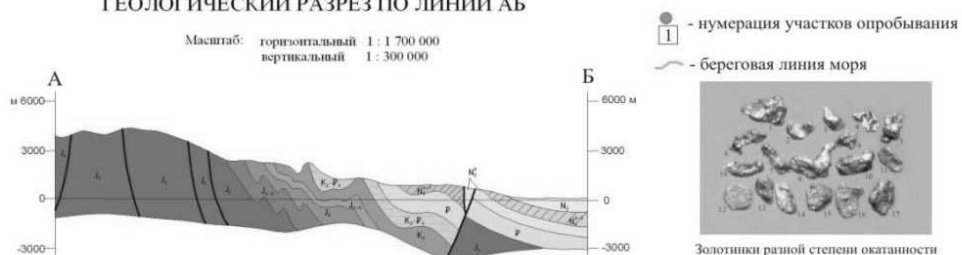


Рис. 3

Схема распространения золотоносности литологических разностей мезо-кайнозоя Дагестана.

Пояснительная записка к рисунку 3.

На прилагаемой карте показаны участки, на которых проводилось опробование различных литологических разностей пород мезо-кайнозойского возраста. Их можно разделить на две группы: среднемиоценовые (чокрак, караган) отложения представленные преимущественно кварцевыми слабосцементированными песчаниками и породы юры – мела представленными литифицированными породами.

Участок 5, долина р.Ачи-Су, отобрано 3 пробы, Au- 0,47; Ag- 1,25.

Участок 6, с.Сергокала, отобрано 2 пробы, Au- 0,51; Ag- 1,37.

Участок 7, долина р.Уллучай, отобраны 3 пробы, Au- 0,42; Ag- 1,46.

Участок 8, долина р.Рубас-чай, отобрано 2 пробы, Pt- 0,46 Au- 0,3 (данные атомно-абсорбционного анализа).

Вторая группа (9-14), породы прочных литифицированных разностей.

Участки 9, 10, 11 – породы верхнемеловых доломитов, отобрано 4 пробы Au- 0,6; Ag- 1,9. Кроме того, на участке №9 установлена платина 0,48 г/т - атомно-абсорбционным методом.

Участок 12, с.Шаури (нижняя юра, черно-сланцевая толща), отобрано 3 пробы Au- 0,5; Ag- 1,7.

Участок 13, с.Кули конкреционный сидерит, отобрано 8 проб Au- 0,53; Ag- 2,28; песчаники 4 пробы Au- 0,45; Ag- 2,75.

Участок 14, с.Куруш (средняя юра, черные сланцы). На участке проводят поисково-оценочные работы ООО «Севкавгеология» (г.Ессентуки). по их данным здесь устанавливаются содержания золота до 1-3г/т.

Среднемиоценовые песчаники слагают Большекавказский пассивный шельф. На территории В.Кавказа (Дагестан) они перспективны на проведение поисково-оценочных работ на прибрежно-морские россыпи (ПМР) драгоценных металлов с попутным титано-циркониевым сырьём.

При промывке хвосты не контролировались, мы считаем, что золото при промывке было снесено. В лаборатории ИГЕМ РАН проанализировано 6 проб атомно-абсорбционным методом с применением ионитов при пробоподготовке. Золото определено в малых количествах, но в одной пробе караганских песчаников установлена платина – 1,43 г/т и в одной пробе доломитов (верхний мел) – 0,48 г/т. Во ВСЕГЕИ в шести пробах драгоценных металлов не установлено, а в ООО «Гео Аналитик Групп» (г. Москва) по 30 пробам песчаников драгоценных металлов установлены меньше 0,01 г/т. Учитывая вышеизложенное, мы вышли на лабораторию Кабардино-Балкарской геологической экспедиции (КБГРЭ) г. Нальчик, имеющей сертификат на производство аналитических исследований. Здесь было проанализировано 75 проб весом 1 кг пробирно-гравитационным методом, во всех пробах установлено золото в среднем 1 г/т, серебро 2-3 г/т. Платина определялась качественно и установлена в 12 пробах. Данные этой лаборатории почти совпадают с нашими данными при промывке. С отрицательными данными других лабораторий мы не согласны, прежде всего, потому, что мы видим золото визуально, под биноклем. Поэтому основные выводы по золотоносности мы делаем, опираясь на собственное шлиховое опробование и результаты аналитических определений пробирно-гравитационным методом.

В прошедшем году мы стали использовать при опробовании центробежно-вибрационный концентратор ЦВК-200 отечественного производства. Было промыто 80 проб весом 10-20кг. Во всех пробах отмечались знаки золота визуально и под биноклем. В 5 пробах с максимальным содержанием золота оно было отобрано под биноклем и взвешено. При этом содержания составили в одной пробе 4 г/м³, в четырех других 0,6 г/м³. Отбор тонкозернистого золота с применением тяжелой жидкости и в последующем под биноклем занятие трудоемкое. Поэтому остальные шлиховые пробы были подвергнуты аналитическому определению золота пробирно-гравитационным методом. При этом установлены содержания от 50 до 200 мг/м³. Т.е. по шлиховым пробам установлены содержания золота в 5-10 раз меньше, чем при анализе проб отобранных из целика. Результаты опробования приведены в таблицах 1,2.

Таблица 1

Определение драгоценных металлов пробирно-гравитационным методом, навески до 1кг, отобранные из целика, содержание в г/т.

№№ п/п	Место отбора проб	Кол- во проб	Порода	Au	Ag	Pt
I	II	III	IV	V	VI	VII
1	р.Шура-Озень	18	Чокрак-караганские песчаники	$\frac{0.2 - 0.6}{0.3}$	$\frac{0.8 - 2.3}{1.5}$	В 3 ^x пробах отмечена Pt
2	с.Кули	6	Средняя юра, сидеритовые конкреции	$\frac{0.2 - 1.3}{0.53}$	$\frac{1.3 - 4.1}{2.28}$	
		1	Руда полиметаллическая	1.1	3.2	
		2	Глинистые сланцы	$\frac{0.4 - 0.7}{0.55}$	$\frac{1.9 - 3.5}{2.7}$	
		2	Песчаники	$\frac{0.2 - 0.27}{0.45}$	$\frac{1.2 - 4.3}{2.75}$	

3	с.Хосрех	6	Песчано-глинистые породы, средняя юра	$\frac{0.2-0.3}{0.24}$	$\frac{1.0-1.7}{1.32}$	
4	с.Хойхи	4	Средняя юра, песчано-глинистые породы	$\frac{0.3-0.5}{0.4}$	$\frac{1.8-3.4}{2.67}$	В 1 образце отмечена Pt
5	с.Леваши	2	Верхний мел, глины	$\frac{0.3-0.9}{0.6}$	$\frac{1.3-3.3}{2.3}$	
		1	Опока (N ₁)	0.2	0.9	
6	с.Ботлих	1	Нижний мел, песчаник	0.5	2.2	
7	с.Хучни	2	Песчаник, караган	$\frac{0.3-0.3}{0.3}$	$\frac{1.5-1.7}{1.6}$	
8	с.Буглен	4	Песчаник, чокрак	$\frac{0.2-0.5}{0.32}$	$\frac{0.8-2.0}{1.37}$	
9	с.Кумух	1	Средняя юра, песчаник	0.3	1.1	
		3	Сидерит	$\frac{0.2-0.3}{0.23}$	$\frac{1.1-1.3}{1.16}$	
10	Цудахар	8	Карбонаты, терригенно-карбонатные породы	$\frac{0.2-0.5}{0.23}$	$\frac{0.8-1.4}{1.1}$	
11	Буйнакский перевал	2	Песчаники, караган	$\frac{0.2-0.2}{0.2}$	$\frac{0.8-1.0}{0.9}$	
12	с.Чирката	2	Доломит, нижний мел	$\frac{0.5-0.6}{0.55}$	$\frac{1.9-1.9}{1.9}$	
13	с.Шаури	1	Черно-сланцевая толща	0.5	1.7	
14	с.Хустиль	1	Глина, верхний мел	0.2	0.8	
15	с.Миатлы	2	Сидеритовый прослой, средняя юра	$\frac{0.2-0.3}{0.25}$	$\frac{0.8-1.0}{0.9}$	
16	с.Вачи	1	Подонка из речки	0.3	1.1	
ВСЕГО		70				

Таблица 2

Определение драгоценных металлов пробирно-гравитационным методом по шлихам, полученным из миоценовых песчаников, навески проб от 3 до 10кг, отобраны из целика, содержание в г/т.

№№ n/n	Место отбора проб	Кол-во проб	Анализируемая порода	Au	Ag	Pt
I	II	III	IV	V	VI	VII
1	Караганские песчаники Ю-3 Бархана Сарыкум	5	Караганские песчаники	$\frac{0.010-0.03}{0.017}$	$\frac{0.023-0.088}{0.046}$	-
2	с.Капчугай	30	Караган-чокракские песчаники	$\frac{0.004-0.12}{0.033}$	$\frac{0.004-0.14}{0.052}$	Pt – отмечена в 2 ^x пробах
3	-	3	-	$\frac{0.3-2.1}{0.9}$	-	-
4	с.Кумторкала	12	Песчаники, караган	$\frac{0.003-0.012}{0.024}$	$\frac{0.011-0.090}{0.044}$	Pt – в 1 ^{ой} пробе
5	-	2	-	$\frac{0.3-0.5}{0.4}$	-	-

6	с.Сергокала	8	Песчаники, чокрак	$\frac{0.02-0.15}{0.034}$	$\frac{0.012-0.13}{0.037}$	Pt – в 1 ^{ой} пробе
7	с.Буглен	2	Песчаники, чокрак	$\frac{0.015-0.05}{0.03}$	$\frac{0.014-0.050}{0.032}$	-
8	долина р.Исти- Су	5	Песчаники, караган	$\frac{0.01-0.03}{0.012}$	$\frac{0.016-0.054}{0.034}$	-
9	с.Карабудахкент	3	Песчаники, чокрак	$\frac{0.01-0.05}{0.03}$	$\frac{0.014-0.090}{0.042}$	-
10	с.Тидиб	5	Песчаники, караган	$\frac{0.01-0.014}{0.011}$	$\frac{0.016-0.060}{0.039}$	-
ВСЕГО		75				

В графах 3-5 – наиболее богатые шлихи, золото в них отбиралось под бинокляром, взвешивалось и определялось содержание в г/т.

Это свидетельствует о значительном сносе тонкозернистого золота. Но даже и при таких содержаниях, при достаточно больших запасах, при современных технологиях добычи возможна промышленная отработка таких россыпей.

2. Устанавливаемое золото в кварцевых песчаниках слабоокатанное, но хорошо отшлифованное, до неокатанных рудных частиц, что наводит на мысль о неизвестных местных источниках. Мы считаем, что это золото терригенное, вероятно, с дальним источником сноса – Восточно-Европейская платформа, Воронежский массив, возможен ближний источник сноса – магматические породы пермо-триаса, вскрываемые в Предкавказье глубоким бурением на нефть и газ. На территории к северу от орогена Восточного Кавказа выделяются до 10-12 эпох физико-химического выветривания – это благоприятный фактор для россыпеобразования. Размеры золотин составляют в среднем от 0,063 мм до 0,2-0,4 мм. При этом устанавливается такая закономерность – с увеличением объема промываемых проб увеличивается количество золотин и их размеры. Возможно, что при крупнообъемном опробовании будет установлен другой, более крупный класс зерен золота, позволяющий вести опробование промывкой, а в дальнейшем и отработку его гидравлическими методами.

Пробность золота составляет порядка 850-950. характерно для него бугристая поверхность, что вероятно связано с участием в его строении кристаллических и дендритовидных разностей. Вероятно, что песчаные толщи содержат отдельные обогащенные, струйные участки, т.к. в отдельных пробах намываются концентрации 4 г/м³, а аналитикой устанавливаются содержания золота более 100 г/т, платины до 25 г/т.

3. Суммируя геологические данные и результаты по изучению золотоносности мы считаем, что в среднем миоцене региона происходило прибрежно-морское россыпеобразование (ПМР) в пределах Большекавказского пассивного шельфа. Чокрак-караганские кварцевые песчаники слабосцементированы и легко разрушаются при механическом воздействии и даже вручную. Это обстоятельство позволяет считать породы россыпесодержащими формациями, что позволяет эти толщи разведывать, а в дальнейшем и отработать как россыпи. Эти породы практически не содержат глинистого материала, что обуславливает их легкопромываемость – это положительный фактор для россыпей. Но мелкозернистый состав песчаников, тяжелой фракции с драгметаллами значительно усложняют их разведку и в последующем отработку.

4. Мы столкнулись с новым минеральным и генетическим видом полезных ископаемых в регионе, это обуславливает то, что не разработаны методические указания, инструктивные материалы по поискам, разведке, опробованию аналитическими методами ведения работ.

5. В настоящее время мы подошли к рубежу, на котором для поисково-оценочных работ в чокрак-караганских песчаниках требуется резкое увеличение объемов опробования, которое необходимо проводить по определенной сетке по вертикали и горизонтали. Необходимо увеличение ассигнований на эти работы. С этой целью мы передали часть перспективной площади между рр. Шура-Озень и Черкес-Озень для поисково-оценочных работ производственным организациям ООО «Каббалкгеология» (г. Нальчик) и ОАО «Севкавгеология» (г. Ессентуки), которые и выиграли лот МПР на проведение этих работ.

6. Кроме среднемиоценовых отложений нами установлено содержание золота и в литологических разностях юры и мела – черных сланцах, доломитах, сидеритах, глинистых сланцах, конкрециях. В пределах Курушского рудного поля работами ОАО «Севкавгеология» устанавливается золото 2-3 г/т в черносланцевых толщах средней юры.

7. Данные по золотоносности региона имеют фундаментальное научное значение – устанавливается Восточно-Кавказская металлогеническая провинция с драгоценными металлами. В практическом отношении подтверждение этих прогнозов будет также иметь огромное значение для республики с трудоизбыточным населением и дотационным бюджетом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 09_05_96504 p_юг_a.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ АРГИЛЛИТОВ АГВАЛИ-ХИВСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ ДАГЕСТАН)

Снежко В.А.

*ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, «ВСЕГЕИ»*

В пределах Восточно-Кавказского сегмента складчатой системы Большого Кавказа, на территории Сланцевого Дагестана, значительным развитием пользуются песчано-глинистые отложения среднеюрского возраста. Значительная часть их относится к Агвали-Хивской структурно-вещественной зоне общекавказского простирания. По фациальным особенностям слагающих осадков пределах этой зоны выделены (Снежко, Энна, Киричко и др., 1982 г, 1983 г.) ориентированные в общекавказском направлении подзоны: Ботлих-Тпигская (северная) и Исахли-Гепцайская (южная).

В Ботлих-Тпигской подзоне в верховьях рек Казикумухское Койсу, Уллучай и Чирахчай разрез среднеюрских отложений сложен карахской (в объеме Д. В. Дробышева, описавшего её в 1933 г.), игатлинской (аален-байос), кумухской (байос) и цудахарской (байос-бат) свитами.

Карахская свита является наиболее песчанистой и аргиллиты занимают 10-15 % её объема, возрастая в самой верхней части её до 20-25% разреза. Они имеют темносерый цвет из-за примеси углистого вещества. Песчано-алевролитовая примесь (около 10-15 % объема породы) состоит из кварца, полевых шпатов, обломков пород, реже вулканического стекла, фосфатов; мусковита и хлорита в легкой фракции. В тяжелой фракции наблюдаются также пирит, лимонит, сидерит, циркон, лейкоксен, анатаз, апатит и др. В аргиллитах средней части разреза свиты обломков вулканического стекла не отмечается. В породах всего разреза свиты присутствуют растительные остатки преимущественно в виде мелкого детрита, реже встречаются листья, обугленные корни и части стволов растений. В аргиллитах содержание растительных остатков неравномерное, вплоть до перехода их в углистые сланцы. Общая карбонатность аргиллитов изменяется от 0,3-0,7 % до 2,3 %.

В составе игатлинской свиты аргиллиты преобладают, хотя в середине разреза заметную роль играют песчаники (около 36 %). Аргиллиты имеют темно-серый цвет. Количество песчано-алевролитовой примеси и её состав аналогичны аргиллитам карахской свиты. Основная масса имеет преимущественно глинисто-карбонатный состав. В тяжелой фракции преобладают пирит, лимонит, лейкоксен, анатаз, часто отмечаются циркон и рутил, присутствуют турмалин, апатит, шпинель, гранат, корунд, хлорит, эпидот и др., в средней части иногда встречается ставролит. В составе легкой фракции, наряду с кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, мусковитом и хлоритом, в верхней части разреза встречаются обломки вулканического стекла (около 10 %, иногда увеличиваясь до 50 % фракции). Общая карбонатность аргиллитов вверх по разрезу уменьшается от 1,8-2,5 % в нижней части до 1,0-1,4 % в верхней.

В составе кумухской свиты также преобладают темно-серые аргиллиты. Содержание песчано-алевролитовой примеси в них изменяется от 4-5 % до 35-40% (алевролитовые аргиллиты). Обломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками осадочных пород (иногда эффузивов). В крест простирания подзоны с севера на юг установлено резкое увеличение количества кварца в составе кластического материала от 40-45 % до 80 %, при одновременном уменьшении обломков полевых шпатов. Тяжелая фракция представлена пиритом, лейкоксеном, лимонитом, цирконом и анатазом, присутствуют также гранат, турмалин, рутил, магнетит, в единичных случаях отмечаются шпинель, корунд, апатит, ставролит, дистен. Общая карбонатность аргиллитов колеблется в пределах 0,7-2,6 %, изредка поднимаясь до 7 %.

В завершающей разрез цудахарской свите аргиллиты доминируют в средней части, а в низах и верхах ее они находятся в примерно одинаковых соотношениях с песчаниками и алевролитами. Сами аргиллиты темно-серые, часто алевритистые, содержание обломочной примеси

колеблется от 4,4 до 14,2 %, достигая 20-35 %. Основная часть обломков (90-95 %) представлена алевритовыми частицами. В составе легкой фракции аргиллитов наблюдаются кварц, полевые шпаты, обломки пород, среди которых постоянно присутствуют вулканические породы (до 2 % ее) В тяжелой фракции преобладают пирит, лейкоксен, циркон, анатаз, присутствуют также гранат, турмалин, рутил, шпинель, иногда глауконит, дистен и ставролит. Общая карбонатность пород довольно выдержана и находится в пределах 1,1-2,6 %.

Петрохимические особенности аргиллитов описываемых отложений рассмотрены нами ранее [3] и было высказано предположение, что формирование среднеюрских аргиллитов северной части Агвали-Хивской зоны происходило в трансгрессивную стадию. На рубеже игатлинского и кумухского времени устанавливается довольно резкое изменение условий осадко-накопления, что подтверждается местными несогласиями в подошве кумухской свиты.

Литохимические особенности среднеюрских аргиллитов Ботлих-Тпихской подзоны наглядно отражаются на классификационных диаграммах, предложенных Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [7] с использованием силикатных анализов аргиллитов, из них 63 - авторских, 6 заимствованы из работы В.Т. Фролова [4]. Так, на диаграмме НКМ-ФМ (рис. 1а и б), где НКМ – модуль нормированной щелочности, а ФМ – фемический модуль [2], точки составов аргиллитов карахской свиты расположены в полях II и V, что указывает на преобладание в её составе монтмориллонитовых (с примесью каолинита и гидрослюда) и трехкомпонентных (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда) глинистых пород.

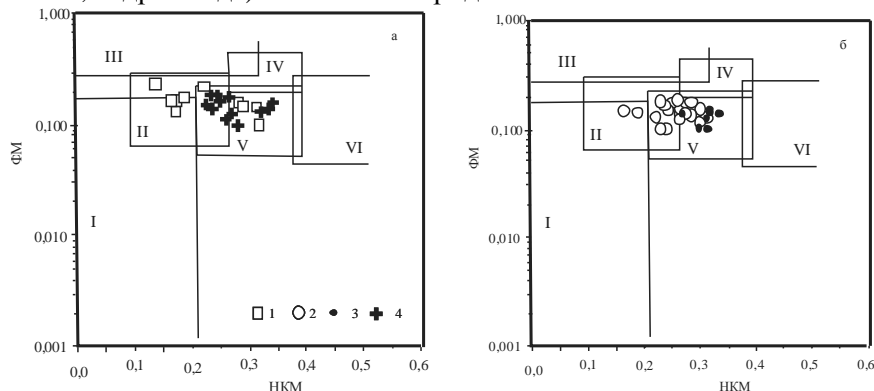


Рис. 1. Положение фигуративных точек среднеюрских аргиллитов на диаграмме НКМ-ФМ (Юдович, Кетрис [7]) свит 1- карахской, 2 - игатлинской, 3 - кумухской, 4 - цудахарской. Поля глинистых пород: I - преимущественно каолинитовых, II - преимущественно монтмориллонитовых с примесью каолинита и гидрослюда, III - преимущественно хлоритовых с примесью Fe-гидро слюд, IV - хлорит-гидрослюдистых, V - хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистых, VI - гидрослюдистых со значительным количеством дисперсных частиц полевых шпатов.

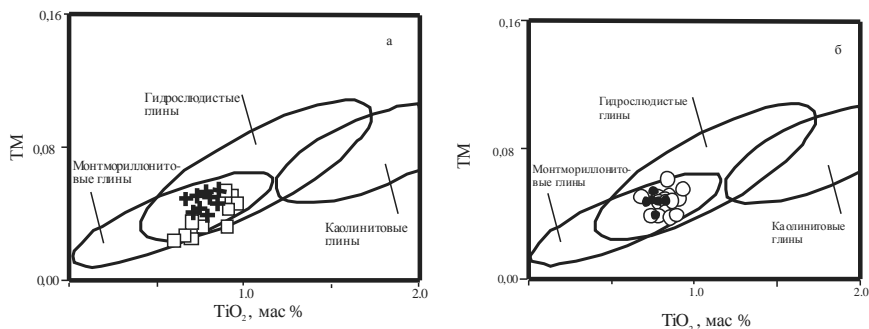


Рис. 2. Положение фигуративных точек среднеюрских аргиллитов на диаграмме TiO_2 -ТМ (Юдович, Кетрис [6]). Условные обозначения см. рис. 1.

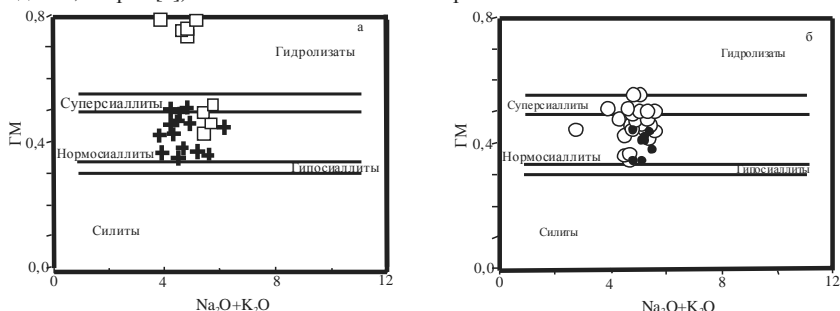


Рис. 3. Положение фигуративных точек среднеюрских аргиллитов на диаграмме Na_2O+K_2O -ТМ (Юдович, Кетрис [7]). Условные обозначения см. рис. 1.

Отмечается значительная дисперсия по оси НКМ (от 0,14 до 0,32) и по оси ФМ (от 0,05 до 0,23), что указывает на размыв относительно незрелых образований, слабо преобразованных процессами выветривания на палеосборах. По латерали в восточном направлении состав глинистого вещества карахской свиты становится более гидрослюдистым с примесью хлорита, каолинита и монтмориллонита [4], в более южных районах [5], содержание каолинита уменьшается.

Аргиллиты вышележащей части разреза на этой диаграмме (рис. 1а и б) образуют довольно компактные рои точек в поле V, что указывает на относительно стабильный состав размываемых образований. Состав глинистого вещества этой части среднеюрского разреза хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистый. Смешанный гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистых пород игатлинской, кумухской и цудахарской свит устанавливается и на диаграмме TiO₂-ТМ (рис. 2а и б), в то время как для аргиллитов карахской свиты отмечается некоторое преобладание монтмориллонитовой составляющей (рис. 2а). Расположение фигуративных точек составов аргиллитов трех верхних свит в поле V, что косвенно указывает (согласно Маслову А. В. А. и др., [1]) на возможное усиление процессов выветривания в областях сноса. Об этом же говорит и постепенное уменьшение вверх по разрезу химического индекса изменения CIA от среднего значения 79,84 для пород карахской свиты через до 70,7 в породах цудахарской свиты (соответственно 73,44 для игатлинской и 72,24 – кумухской). Причем высокие значения этого индекса свидетельствуют о том, что отложения названных свит накапливались за счет поступления тонкой алюмосиликластики, поступавшей с палеосборов гумидного пояса.

Большая часть анализов описываемых аргиллитов на диаграмме ГМ – Na₂O+K₂O (рис. 3а и б), где ГМ – гидролизатный модуль, локализуются в поле сиаллитов, располагаясь в дополнительном поле нормосиаллитов (согласно [1]), причём образования игатлинской свиты образуют компактный рой точек на границе раздела нормосиаллитов и суперсиаллитов. Часть анализов аргиллитов карахской свиты со значениями ГМ = 0,75-0,81 попадает в поле гидролизатов (рис. 3а), для этого поля характерны отложения кор выветривания и продукты их переотложения. По-видимому, часть территории области сноса в карахское время занимали эти образования.

Анализ проведенных расчетов позволяет сделать вывод, что практически в течении всего среднеюрского периода существенных изменений во время отложения тонкой алюмосиликластики ни в области палеосноса, ни в бассейне осадконакопления не происходило. Постепенное уменьшение индекса CIA свидетельствует о постепенном уменьшении гумидности климата в области размываемых пород и в цудахарское время на водосборах установился семиаридный/семигумидный тип климата (CIA ~ 70.0). Состав глинистого вещества также оставался практически постоянным и характеризуется гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом. Величина ГМ = 0,35-0,50 характерна для большинства глинистых пород [6]. Между тонкозернистыми терригенными породами карахской, игатлинской, кумухской и цудахарской свит нет принципиальных литохимических отличий (за исключением части аргиллитов карахской свиты с высокими значениями индекса ГМ).

Литература

1. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Литогеохимические особенности глинистых сланцев и аргиллитов верхнего рифея Башкирского мегантиклинория в координатах реального времени // Литосфера. 2007. № 5. С. 38-67.
2. Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. Екатеринбург, 2008. 274 с.
3. Снежко В.А. Особенности состава аргиллитов северной части Агвали-Хивской зоны Восточного Дагестана (Северный Кавказ) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т.2. М.:ГЕОС. 2000. С. 240-243.
4. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо- литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 196 с.
5. Халифа-Заде Ч.М., Магомедов А.М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М: Наука, 1985. 324 с.
6. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия чёрных сланцев Л.: Наука. 1988. 272 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука. 2000. 479 с.

НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В АНОКСИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.
ГИН РАН, e-mail: gavrilov@ginras.ru,

Реконструкция обстановок седиментации, благоприятных для накопления органического вещества (ОВ) в палеобассейнах, является исключительно интересной и актуальной проблемой, поскольку имеет не только важное фундаментальное научное значение (в частности, в связи с вопросами баланса углерода в природе и эволюции биосферы), но и практическое, т.к. способствует разработке критериев для поисков углеводородного сырья. Теснейшим образом с ней связана проблема возникновения и развития обстановок с дефицитом кислорода в палеоводоемах, поскольку аноксия влияла на основные характеристики бассейнов: резко менялась геохимия вод и осадков, оказывалось негативное влияние на морскую биоту, образовывались некоторые полезные ископаемые. В тех случаях, когда аноксидные обстановки одновременно развивались в разных водоемах Земли, возникали широкомасштабные экологические кризисы.

В осадочной летописи С-В Перитетиса зафиксированы свидетельства существования аноксидных бассейнов разного возраста, разного типа по причинам их возникновения, по степени развития аноксии (аноксия, дизоксия, субоксия) и т.д. Под названием «аноксидные» объединены существенно различные по многим параметрам бассейны.

Поскольку осадкам аноксидных бассейнов, как правило, присущи повышенные содержания органического вещества, вопрос о влиянии аноксии на захоронение ОВ обсуждается уже давно – с 30-х годов XX века. Причем наметились два подхода к оценке роли этого фактора в накоплении углеродистых толщ. Одно направление (Архангельский, 1927, Demaison, Moore, 1980; 1991 и др.) придает аноксидным условиям в водной толще решающее значение в накоплении ОВ в осадках, другое направление (Страхов, 1937, 1976; Pedersen, Calvert, 1990, 1991 и др.) рассматривает в качестве главного действующего фактора в образовании углеродистых отложений рост биопродуктивности планктона в палеоводоемах. Исследование аноксидных бассейнов разного типа, существовавших в мезозое-кайнозое в С-В Перитетисе, и в частности на территории Восточного Кавказа, позволяет оценить роль этих факторов в формировании обогащенных ОВ толщ.

При сопоставлении аноксидных бассейнов С-В Перитетиса между собой обращает на себя внимание прежде всего то, что они существенно различаются по длительности существования – от нескольких десятков тысяч лет до нескольких миллионов лет. Используя этот критерий, аноксидные палеобассейны можно подразделить на долгоживущие и короткоживущие. К первым относятся майкопский (олигоцен-ранний миоцен) и кумский (бартон) бассейны. Наиболее долго (~18 млн лет) существовал майкопский бассейн, хотя степень аноксии со временем менялась (иногда уменьшалась вплоть до полного исчезновения). Возникновение майкопского бассейна совпало с границей эоцена и олигоцена, когда произошли резкие глобальные тектонические и климатические пертурбации. Мощность преимущественно терригенной майкопской толщи – до 1 км и более. Переход от отложений предшествующего оксического белоглинского бассейна (приабон) к аноксическому майкопскому сопровождался существенными литолого-геохимическими изменениями.

Кумский аноксический бассейн (бартон) существовал в течение около 2-х млн лет (мощность до 40 - 50 м) и характеризовался преимущественно биогенным (карбонатным) типом седиментации. Аноксидные обстановки в обоих водоемах возникли вследствие частичной их изоляции от Мирового океана и увеличения доли пресных вод в общем водном балансе бассейна и появления плотностной стратификации вод. Определенную аналогию в механизмах развития аноксии можно провести с Черным морем. Развитие аноксии в этих случаях имело ограниченный региональный характер, хотя и было связано с некоторыми глобальными тектоническими и климатическими событиями (резкое понижение температуры по изотопным данным на границе эоцена и олигоцена). Аноксия в бассейнах такого типа, хотя и предохраняла ОВ от интенсивного окисления, но в целом не способствовала образованию его высоких концентраций (обычно содержание Сор_г колеблется в пределах нескольких %, хотя в майкопской толще на некоторых уровнях возрастает до 8-10 %). Майкопский и кумский бассейны являются примером того, как аноксидные обстановки возникали одновременно с развитием этих бассейнов и являлись их характерной чертой (автохтонная «родная» аноксия).

Совершенно иной тип аноксидных бассейнов являли собой короткоживущие разновидности, которые возникали в нормально аэрируемых бассейнах в результате относительно кратковременной вспышки биопродуктивности, как правило, различных видов микроводорослей, бактериопланктона и органикостенного фитопланктона. Они существовали в течение времени действия факторов, которые обеспечивали цветение фитопланктона, а по завершении их действия – аноксия исчезала и бассейн возвращался к своему прежнему «доаноксийному» состоянию. Аноксию такого рода можно, видимо, называть аллохтонной. Следы существования таких короткоживущих аноксидных бассейнов установлены нами в разрезах мела-палеогена С-В Перитетиса (Гаврилов, Щербинина, 2004, Гаврилов и др., 2002, 2006).

Одним из наиболее ярких примеров кратковременного развития аноксии на огромной территории С-В Перитетиса является глобальное биосферное событие начала эоцена (РЕТМ – Paleocene-Eocene Thermal Maximum), устанавливаемое по резкой отрицательной изотопной углеродной и кислородной аномалиям, как в морях и океанах, так и на суше. Этому событию соответствует этап, продолжительностью в несколько десятков тысяч лет, когда в морях С-В Перитетиса накапливались интенсивно обогащенные ОВ осадки (Сорг до 10-20 % и более). Тонкая ламинация в породах, отсутствие следов биотурбации, отсутствие бентосной фауны, резкое обогащение отложений редокс-чувствительными элементами (Mo, Se, Re, Zn, Cu, Ni и др.), а также присутствие в них биомаркеров, типа изорениератена, свидетельствуют о существовании в это время в обширном эпиконтинентальном бассейне аноксидных условий в его водной толще. Что явилось причиной накопления значительных масс ОВ и появления аноксии?

Нам представляется наиболее реальным следующий сценарий эволюции обстановок осадконакопления в бассейнах такого рода (Гаврилов, Щербинина, 2004, Гаврилов и др., 1997). Событию РЕТМ предшествовала быстрая и значительная по амплитуде регрессия (рис. 1).

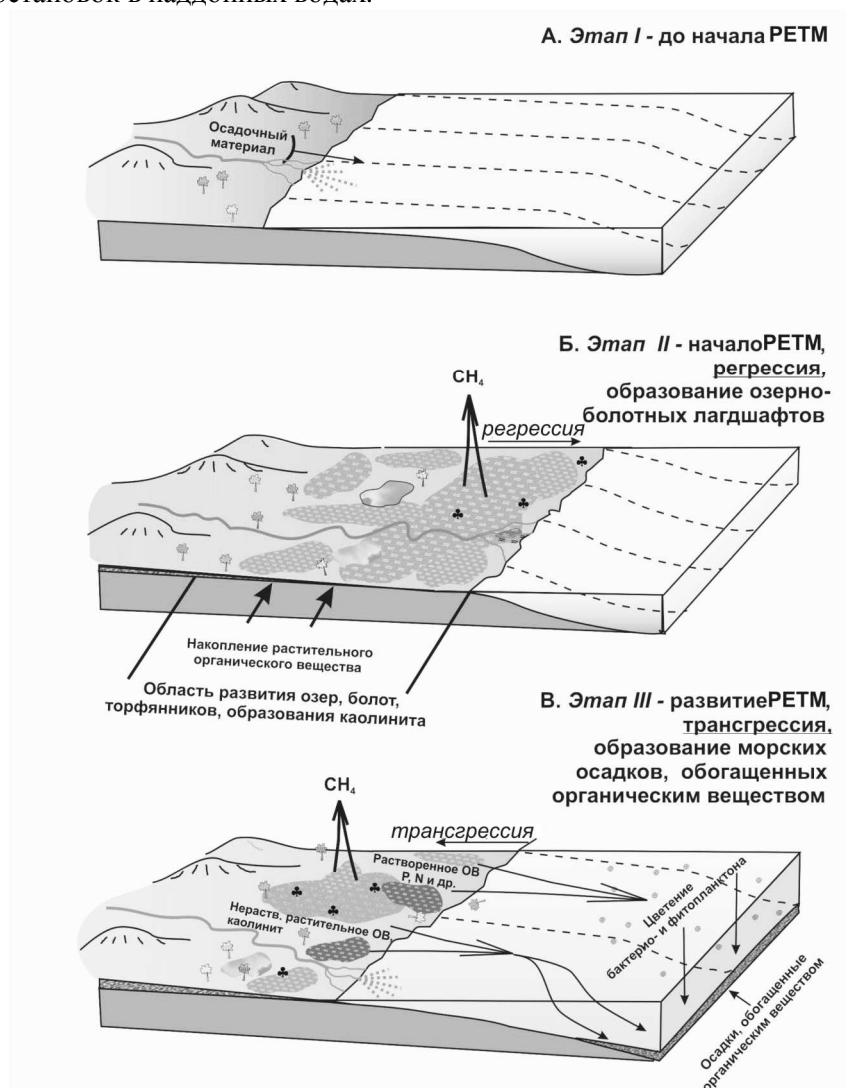
На освободившихся от моря выровненных морской эрозией и осадконакоплением территориях сформировались обширные влажные ландшафты (wetlands) с многочисленными озерами, болотами, маршами и т.д., где происходило накопление растительного ОВ, биофильных элементов. Эти ландшафты были ответственны за генерацию значительных масс метана, который поступал в атмосферу, окислялся до CO_2 и вместе с ним участвовал в создании условий для парникового эффекта и повышения температуры на несколько градусов, о чем свидетельствует отрицательная изотопная аномалия по кислороду. Когда регрессия сменилась быстрой трансгрессией, наступающее море активно взаимодействовало с этими ландшафтами, что привело к выносу в море значительных количеств биофильных элементов, а это, в свою очередь, обусловило вспышку цветения бактерио- и фитопланктона и накопление обогащенных ОВ осадков. Помимо поступления биофильных элементов с берега, существенную роль в поддержке цветения фитопланктона в неглубоких бассейнах оказывали процессы рециклинга этих элементов. Окисление масс ОВ начиналось уже на дне моря, кроме того, из осадков в наддонную воду диффундировали образованные в диагенезе значительные массы H_2S . В результате этого происходил активный расход кислорода и в водной толще формировались аноксидные обстановки. Возможно развитию аноксии в некоторых частях бассейна способствовала термогалинная стратификация вод. После завершения трансгрессии и прекращения поставки в водоем биофильных элементов цветение фитопланктона ослабло и затем прекратилось вовсе. Находившийся в наддонных водах H_2S окислился, аноксия в бассейне довольно быстро исчезла и обстановки вернулись к тем, которые существовали в водоемах до начала трансгрессии.

В целом по сходному сценарию развивались так называемые аноксические события в мелу. Вместе с тем, следует иметь в виду, что некоторые из них, видимо, действительно сопровождалось развитием аноксии в водной толще бассейна, другие же ограничивались накоплением осадков в той или иной степени обогащенных ОВ, а аноксия, если и возникала, то только в незначительном по мощности слое наддонных вод.

Большинство меловых аноксических событий (Oceanic Anoxic Events) установлены нами в разрезах нижнего и среднего мела Восточного Кавказа (Гаврилов и др., 2006). Наиболее отвечает термину «аноксическое» - событие произошедшее в конце сеномана вблизи границы с туроном. Отложениям этого события присущи многие литолого-геохимические признаки образования в аноксидных условиях. Событие конца сеномана отличается от РЕТМ иного рода изотопной аномалией – положительным сдвигом по углероду на 2,5-3 ‰.

Позднеаптские и альбские события вряд ли были действительно «аноксическими», они ограничивались в основном накоплением обогащенных ОВ осадков с характерными геохими-

ческими параметрами, что видимо сопровождалось развитием нестабильных субоксических и дизоксических обстановок в наддонных водах.



Сравнение между собой двух типов аноксических бассейнов С-В Перитетиса – короткоживущих и долгоживущих показывает, что в них накопление ОВ происходило под преобладающим влиянием разных факторов: в одном случае ведущим фактором была биопродуктивность, в другом – аноксидные обстановки. Важно подчеркнуть, что, когда мы говорим о «ведущем факторе», это не означает, что полностью исключается некоторое влияние на процесс аккумуляции ОВ и другого фактора, но в очень незначительной степени.

Следует отметить, что, если кумский аноксидный бассейн в течение времени своего существования не испытал каких-либо существенных изменений и характеризовался единым режимом седиментации, то история майкопского бассейна в связи с его продолжительным существованием была более сложной и режим седиментации не оставался постоянным, а соответственно аноксидные обстановки также претерпевали изменения.

Майкопскому бассейну, как и кумскому, было присуще длительное существование аноксидных обстановок, которые обусловили накопление ОВ в основном в относительно небольших количествах 2-3 % Сорг. Но на некоторых уровнях прослеживаются интервалы отложений с существенно большими содержаниями ОВ – до 10 % Сорг. Образование этих горизонтов связано с импульсами быстрых трансгрессий, на фоне которых, как было показано выше, происходил рост продуктивности фитопланктона и резкое увеличение содержаний ОВ в осадках. Таким образом, в майкопском бассейне на разных этапах его существования действовали разные факторы, благоприятные для накопления ОВ – как аноксия (преобладающий фактор по продолжительности его влияния на седиментацию), так и эпизодически резко возрастающая биопродуктивность. То есть он являлся как бы «комбинированным» по воздействию различных факторов на накопление органического вещества. В этом заключается своеобразие майкопского

бассейна и его особое место в ряду всех остальных аноксидных бассейнов С-В Перитетиса.

Выполненные реконструкции обстановок седиментации в палеобассейнах основаны на значительном фактическом материале. Однако в правильности, корректности этих построений можно быть уверенным только сравнив их с существующими в настоящее время аноксидными бассейнами и проведя соответствующие аналогии.

Крупнейшим современным бассейном с аномальным газовым режимом является Черное море. В его новейшей – позднечетвертичной истории выделяются различные этапы, во время которых осадконакопление и аккумуляция ОВ происходила под действием разных факторов – как роста биопродуктивности, так и развивающейся аноксии. На рисунке 2 (Ross, Degens, 1974) приведено изображение колонки позднечетвертичных осадков, в которых запечатлены разные этапы черноморской седиментации.

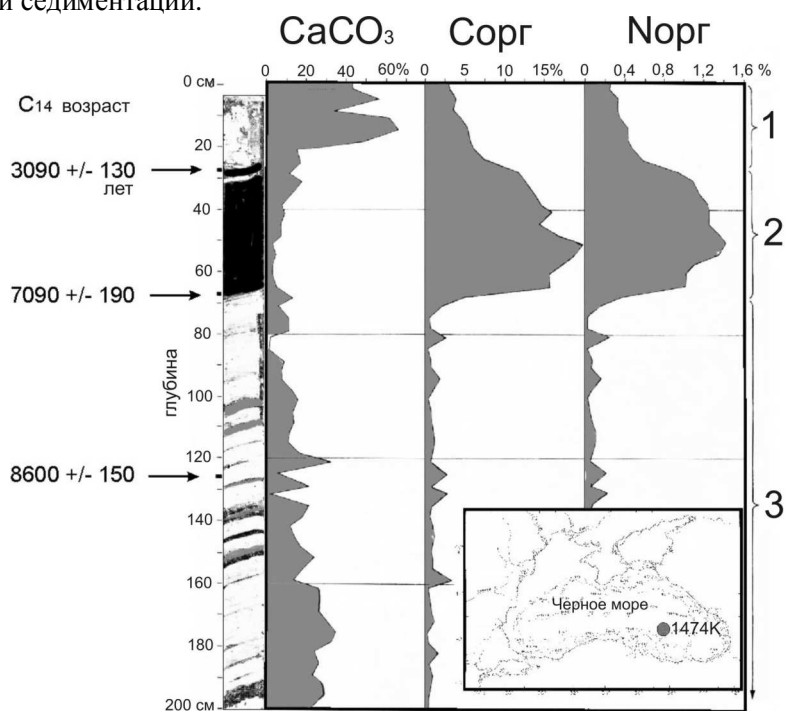


Рис. 2 Распределение CaCO_3 , Сорг, Норг в колонке осадков станции 1474К. Отбор образцов через 3 см (Ross, Degens, 1974). Осадки: 1 - современные, 2 - древнечерноморские, 3 - новоевксинские

В Новоевксинское время (горизонт 3, см. рис. 2) Черное море представляло собой изолированный от Мирового океана существенно опресненный бассейн, в котором накапливались осадки с минимальным содержанием ОВ. После того, как произошло открытие проливов, и средиземноморские воды начали поступать в водоем – наступил период накопления резко обогащенных ОВ осадков (древнечерноморские илы – горизонт 2, см. рис. 2). Н.М. Страхов (Страхов, 1971) связывал это с тем, что соленые средиземноморские воды, гораздо более минерализованные и тяжелые по сравнению с черноморскими, оттесняли их кверху. В результате этого глубинные черноморские воды, которые были обогащены биофильными элементами, попадая в фотическую зону, вызывали резкое увеличение биопродуктивности планктона, в частности органикостенного, что приводило к накоплению древнечерноморских высокоуглеродистых осадков. После того, как запасы биофильных элементов были исчерпаны, биопродуктивность органикостенного планктона упала, вследствие чего накопление высокоуглеродистых илов прекратилось. Таким образом, накопление осадков с очень высоким содержанием ОВ (Сорг до 20 % и более) было обусловлено, прежде всего, резким ростом *биопродуктивности*, обусловленным поступлением в фотическую зону большого количества биофильных элементов. Следует отметить, что такой же эффект могло дать поступление биофилов с суши вследствие подъема уровня моря и развития трансгрессии к северу на обширные территории, являющиеся в настоящее время северным черноморским шельфом. Важно подчеркнуть, что в Черном море в этот период аноксидные обстановки в водной толще только начинали формироваться (Айзатуллин и др., 2003) и существенного влияния на накопление ОВ они оказать не могли, т.е. главным фактором накопления ОВ в древнечерноморское время была биопродуктивность. Древнечерноморские

высокоуглеродистые осадки имеют много общих черт с отложениями, накапливавшимися во время меловых и раннепалеогеновых аноксических событий, т.е. в короткоживущих аноксидных бассейнах, образование которых также было связано с резко возросшей биопродуктивностью органикостенного планктона.

В дальнейшем – уже в современный этап развития Черного моря (3-4 тыс. лет) – аноксидные обстановки в водной толще были сформированы в том виде, в каком они существуют ныне. В это время происходило накопление карбонатных кокколитовых илов (современные осадки – горизонт 1, см. рис. 2) с относительно небольшими по сравнению с предыдущим этапом содержаниями ОВ, но в тоже время достаточно высокими (Сорг ~ 3-5 %), если их сопоставить с содержанием Сорг в новоевксинских отложениях. В этом случае на первый план в сохранении и накоплении ОВ выступают аноксидные обстановки в бассейне. Они предохраняют ОВ от окисления, но не способствуют образованию его высоких концентраций. Аналогичные условия седиментации существовали в кумском бассейне, отложения которого имеют много общих черт с современными осадками Черного моря.

Совокупность условий седиментации и образования углеродистых осадков во время двух этапов в новейшей истории Черного моря – древнечерноморского и современного, можно рассматривать как своего рода актуалистическое подтверждение существования двух моделей накопления ОВ в палеобассейнах Северо-Восточного Перитетиса, которые были рассмотрены нами выше.

Таким образом, анализ аноксидных палеобассейнов С-В Перитетиса и данные по четвертичной истории современного водоема с аномальным газовым режимом - Черного моря позволяют заключить, что обе гипотезы о причинах накопления повышенных содержаний ОВ в осадках 1) о решающей роли аноксии, 2) о решающей роли биопродуктивности водоема, имеют право на существование, но, во-первых, приложимы к аноксидным бассейнам разного типа и во-вторых, обуславливают накопление существенно различных количеств в осадках ОВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), проект № 09-05-00872.

Литература

1. Айзатуллин Т.А., Леонов А.В., Шапоренко С.И. Математическое моделирование условий формирования и эволюции анаэробной зоны Черного моря // Актуальные проблемы океанологии / гл. ред. Н.П. Лавров. М.: Наука, 2003. С. 431-463.
2. Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Совет. нефт. пром., 1927. 183 с.
3. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Щербинина Е.А. Раннемеловой аноксический бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 4. С. 359-380.
4. Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта: седиментология и геохимия // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 492-517.
5. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. Отображение глобальных и межрегиональных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах северо-восточного Кавказа (Дагестан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. Сб. науч. трудов. 2006. Вып. 50. С. 15-24.
6. Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит // Известия АН СССР. Сер. геол. 1937. №5. С. 893-917.
7. Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене // Литология и полезн. ископаемые. 1971. №3. С. 3-17.
8. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза // Труды ГИН АН СССР. Вып. 292. М: Наука, 1976. 299 с.
9. Demaison G.J., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // AAPG Bulletin. 1980. V.64. N 8. P. 1179-1209.
10. Demaison G.J., Moore G.T. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion // AAPG Bull. 1991. V.75. N 3. P. 499-500.
11. Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? // AAPG Bulletin. 1990. V.74. N 4. P. 454-465.
12. Pedersen T.F., Calvert S.E. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion // AAPG Bulletin. 1991. V.75/3. P. 500-501.
13. Ross A.D., Degens E.T. Recent Sediments of Black Sea // AAPG Special Volumes. Mem. 20: The Black Sea - Geology, Chemistry and Biology. 1974. P. 183 – 199.

Темирбекова У.Т.

Институт геологии ДНЦ РАН.

Морской бассейн Северного Кавказа принадлежал к северной окраине Тетического океана. Это был мелководный геосинклиальный бассейн, расположенный в области гумидного климата, для которого было характерно терригенное осадконакопление. Исследователи, занимавшиеся изучением этих отложений отмечают большие мощности, их сравнительную однородность и неравномерное распределение органики. Несмотря на наличие разных групп фауны – брахиопод, двусторчатых и брюхоногих моллюсков, аммонитов и др., свидетельствующих о нормальных морских условиях, большие части разрезов являются немymi. Там, где фауна присутствует она лишена раковинного слоя – это либо отпечатки, либо внутренние слепки раковин. Это касается не только бентосной фауны, но и планктона, обитавшего в верхних толщах воды. Такая форма сохранности, обычно, характеризует бассейны с высокой скоростью седиментации и при достаточно больших глубинах. Кроме того, ряд исследователей - Ж.Сигаль, (1956), Н.В.Беляева(1980), Б.Т.Янин (1983), Ю.О.Гаврилов(2005) отмечают, что степень и скорость растворения известковых скелетов, зависит также от количества CO_2 в осадке. Особенно активным бывает тот CO_2 , который образуется в самом осадке в результате разложения захороненного ОВ. В юрский бассейн поступало большое количество ОВ, благодаря выносу с наземных ландшафтов, где существовали озерно-болотные системы. Окисление его приводило к образованию больших количеств углекислоты, которая и способствовала активному растворению раковин организмов. Одни из них (планктон) начинал растворяться на стадии погружения, а в осадках (в диагенезе) процесс завершался. Этими обстоятельствами объясняется отсутствие раковинного слоя у аммонитов, двусторчак и др. притом, что скорость осадконакопления в Кавказском бассейне была достаточно высока.

Относительно микрофауны - фораминифер не все так однозначно. Фораминиферы в средней юре распределены неравномерно, в песчанистых породах они отсутствуют, в алевролитах встречаются единично и, в основном, агглютинирующие формы. Исключительно интересный материал представляют донные осадки – глинистые, темноокрашенные, известковые аргиллиты позднебайосских отложений Центрального Дагестана, которые населяла богатейшая биота, формировавшая в тепловодных условиях относительно относительно глубоководного бассейна. Встреченная микрофауна отличается хорошей сохранностью и большим разнообразием. Присутствуют планктонные формы и представители бентоса. Планктон представлен родом *Copoglobigerina* (три вида), массовым количеством. Бентосные фораминиферы отличаются большим родовым и видовым разнообразием. Это представители офталмидид, цератобулимид, нодозарид и др., при этом достаточно многочисленны. Секретионная известковая стенка и у планктонных форм, и у бентоса хорошо сохранилась. Известно, что степень и скорость растворения известковых скелетов в океане зависит, в значительной мере и от уровня насыщения вод CaCO_3 , и глубины погружения планктона. При этом скелетные остатки, принадлежащие различным группам организмов, растворяются по-разному. Долгое время считалось, что чем меньше размер раковины, тем быстрее она растворяется (Б.Т.Янин, 1983) Однако, оказалось, что нередко мельчайшие микроорганизмы опускаются ниже крупных и накапливаются даже на глубинах, превышающих критическую глубину растворения карбонатов. Наиболее полно этот процесс изучен для современных планктонных фораминифер.

В случае с позднебайосской биотой в Дагестане можно допустить, что сохранность известкового скелета раковин фораминифер была обусловлена незначительным количеством карбоната кальция в бассейне, относительно небольшими глубинами, а скорость осадконакопления в этот период была умеренной. Содержание CO_2 не было столь высоким и не оказывало влияния на растворение скелетов фораминифер. Отсутствие карбоната кальция (или незначительное его количество) в акватории сказалось на мелкорослости раковин и их тонкостенности, которую отмечают все исследователи.

Литература

1. Беляева Н.В. Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана./ Литология и полезные ископаемые, 1980, № 2, с. 11-16
2. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постседиментационные преобразования./ Тр. ГИНа, вып. 55, 2005, 301с.
3. Сигаль Ж. Фораминиферы./ Гостоптехиздат, 1956, 232с.
4. Янин Б.Т. Основы тафономии./ Недра, М. 1983, 184с.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ В ХОДЕ МЕЛОВЫХ АНОКСИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ДАГЕСТАНСКОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О., Голованова О.В., Покровский Б.П.

В литологической летописи Восточного Кавказа присутствуют прослой отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ), которые благодаря изучению наннопланктона удалось скоррелировать с последовательностью меловых аноксических событий, прослеженной в разных частях Мира, как в наземных, так и в океанических разрезах. Под общим названием Меловых Аноксических Событий (Oceanic Anoxic Events - OAEs) понимаются кратковременные (от нескольких десятков до тысячи сотен лет) разной степени интенсивности изменения углеродного баланса планеты, климатические пертурбации и реорганизация гидрологии океанов (часто с возникновением аноксических обстановок), повлекшие изменения в морской биоте, и соответствующие перестройки в седиментологическом режиме морских бассейнов, выразившиеся в широком накоплении обогащенных ОВ отложений. Работы двух последних десятилетий выявили заметные сдвиги изотопного состава кислорода и углерода в ходе OAEs (см., например, Clarke, Jenkyns, 1999, Leckie et al., 2002, Weissert, Erba, 2004), причем, если соотношение изотопов кислорода повсеместно показывает позитивные сдвиги, отвечающие заметному, иногда катастрофическому, потеплению в ходе отдельных событий, то соотношение изотопов углерода может иметь либо положительные, либо отрицательные значения, свидетельствуя о различной природе пертурбаций углеродного баланса в ходе меловых аноксических событий. Резкие изменения температуры, трофического режима и химического состава морской воды повлекли за собой значительные изменения в сообществах морских организмов, наиболее заметные в микробиоте, выразившиеся в увеличении скорости эволюции, вариациях продуктивности и состава морских микроорганизмов, а также снижении интенсивности биокальцификации.

Уникальность разрезов, обнажающихся на территории Дагестана, заключается в том, что соответствующие OAEs обогащенные органическим веществом интервалы можно, как правило, видеть в единых осадочных последовательностях, накапливавшихся в различных батиметрических и седиментологических обстановках, что позволяет оценить особенности проявления палеоэкологических кризисов в различных палеогеографических условиях. Полнота литологической летописи дагестанских разрезов позволяет судить о наложении глобальных событий на региональную историю восточнокавказского бассейна и определить специфические региональные черты протекания этих критических явлений.

Одним из наиболее демонстративных в отношении проявлений OAEs разрезов Дагестана является разрез Аймаки, протянувшийся от северного склона хребта Кулимеэр до юго-западного подножия Урминского плато (Рис. 1). На западном склоне горы Баримеэр довольно резко выражены темные черносланцевые прослой, контрастно выступающие на фоне светлых карбонатных отложений сеномана, менее контрастно, но все же достаточно отчетливо их можно видеть в более глинистых отложениях альба. Менее ярко эти интервалы проступают в темноцветных терригенных отложениях валанжина и готерива. В прослоях, обогащенных ОВ, как правило, заметно снижается карбонатность, что, очевидно, напрямую связано с продуктивностью карбонатного планктона.

Валанжинские отложения в целом бескарбонатны, они представлены алевролитами и песчаниками, с отдельными интервалами устричников, что говорит о крайне мелководных обстановках. Наннопланктон появляется только в пачке карбонатных песчаников, обнажающихся непосредственно выше села Аймаки, очевидно, отвечающих начавшемуся углублению бассейна. Это еще весьма бедная ассоциация, по-видимому, соответствующая низам готерива. Поэтому у нас есть основания предполагать, что черносланцевый прослой ниже этого уступа (1,5 % ОВ) может соответствовать поздневаланжинскому событию Вайссерта (Weissert Event). Но поскольку наннопланктон в этих отложениях отсутствует, а диноцисты и палинокомплексы находятся в стадии изучения, мы можем пока только предполагать наличие проявлений этого события на Восточном Кавказе. Выше по разрезу увеличивается обилие наннопланктона, по-видимому, отвечающее постепенному повышению уровня моря, и повышается карбонатность отложений. Однако установление нормально морской седиментации в позднем готериве было прервано наступлением стрессовых обстановок, известных в Западной Европе под названием события Фараони (Faraoni Event). Это событие проявляется в разрезе Аймаки в виде горизонта черных тонколистватых алевро-аргиллитов мощностью 1,5 м, содержащего до 1,8% ОВ (Рис. 2).

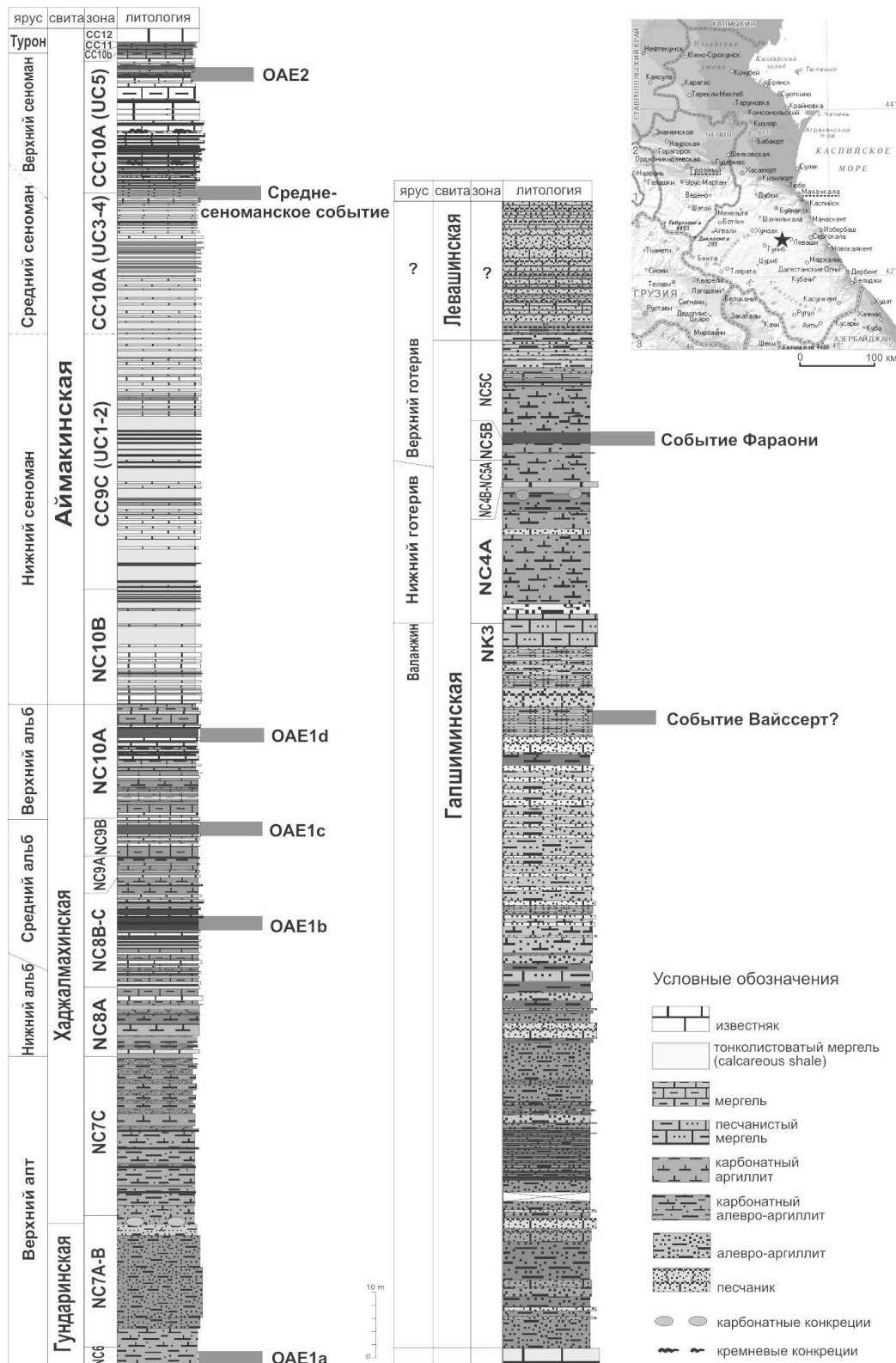


Рис. 1. Зональное расчленение разреза Аймаки по известковому наннопланктону и положение обогащенных органическим веществом пластов, соответствующих разным аноксическим событиям середины мела в разрезе Аймаки Центрального Дагестана.

Аналогичный пласт присутствует и в других разрезах Дагестана, например, обнажающихся у сел Акуша, Миатлы, и др.

Если подстилающие и перекрывающие черносланцевый горизонт отложения характеризуются чрезвычайно низкими содержаниями ОВ, сложенного исключительно наземным ОВ, поступающим с близлежащей суши (кероген III), то сам пласт содержит значительную долю бассейнового ОВ (кероген II), свидетельствующего о существенном увеличении биопродуктивности. Учитывая снижение продуктивности карбонатного планктона в этом интервале, можно

полагать, что основным поставщиком органического вещества на дно бассейна был некарбонатный фитопланктон и водоросли. Общая численность наннопланктона резко снижается к кровле черносланцевого интервала, хотя карбонатность еще довольно высока в его нижней части за счет присутствия мелкообломочного кальцита, но существенно падает в его верхней части. Малые элементы демонстрируют значительные и разнонаправленные колебания внутри пласта, но в целом можно наметить тренд к увеличению концентраций большинства из них в его кровле.

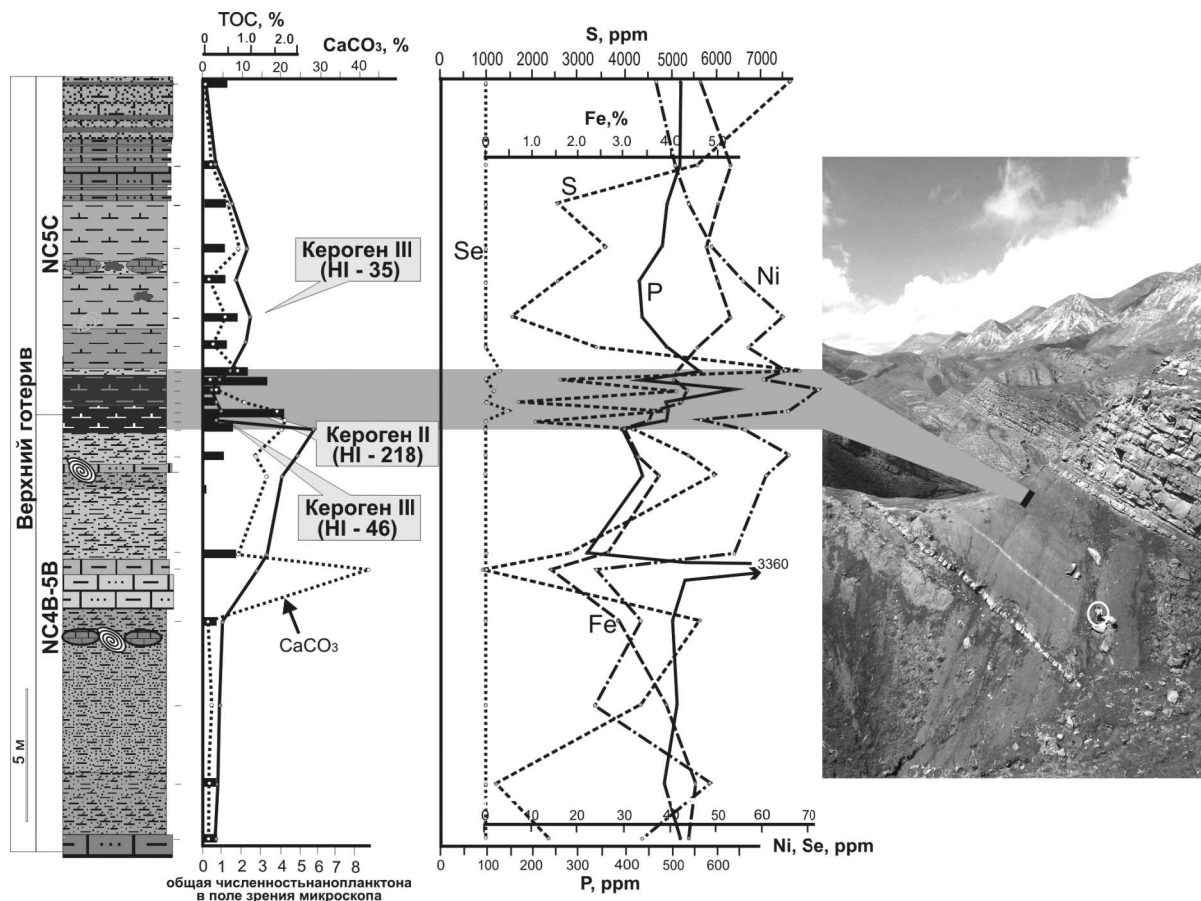


Рис. 2. Геохимические характеристики черносланцевого горизонта, соответствующего позднеготеривскому событию Фараони в разрезе Аймаки.

Значительные вариации в ходе события Фараони демонстрирует состав наннопланктонной ассоциации (Рис. 3). В мелководных отложениях, накапливавшихся до события Фараони, достаточно велико обилие космопоитного эвритопного таксона *Watznaueria* (70%), обладавшего высокой устойчивостью к различного рода колебаниям среды и чрезвычайно широко распространенного в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях по всему Миру, в небольшом количестве присутствуют эвтрофные виды и довольно заметное количество тепловодных (20%). По мере продвижения трансгрессии высокой численности достигает другая очень характерная группа раннемелового наннопланктона – наннокониды – высококальцифицированные формы неясного систематического положения, считающиеся гемипелагическими олиготрофными формами. Однако, непосредственно перед образованием черных сланцев наннокониды внезапно резко сокращаются, вновь увеличивается количество *Watznaueria*, что означает резкую перестройку обстановок с увеличением числа тепловодных и эвтрофных форм, т.е. можно предполагать повышение температуры и усиления поступления питательных веществ в бассейн в ходе накопления черных сланцев. Однако по настоящему стрессовыми обстановки становятся в самом конце события в кровле черных сланцев, где резко снижается обилие всех таксонов и комплекс фактически становится монотаксонным: *Watznaueria* до 90%. По мере завершения кризиса численность таксонов постепенно восстанавливается, причем количество эвтрофных форм остается весьма высоким, но наннокониды не восстанавливают свое докризисное обилие (и никогда не бывают многочисленными и в более молодых в нижнемеловых отложениях разреза). Этот комплекс данных по наннопланктону говорит о длительных последствиях события Фа-

раони, поскольку даже после самого завершения критического события бассейн остался эвтрофным и весьма теплым.

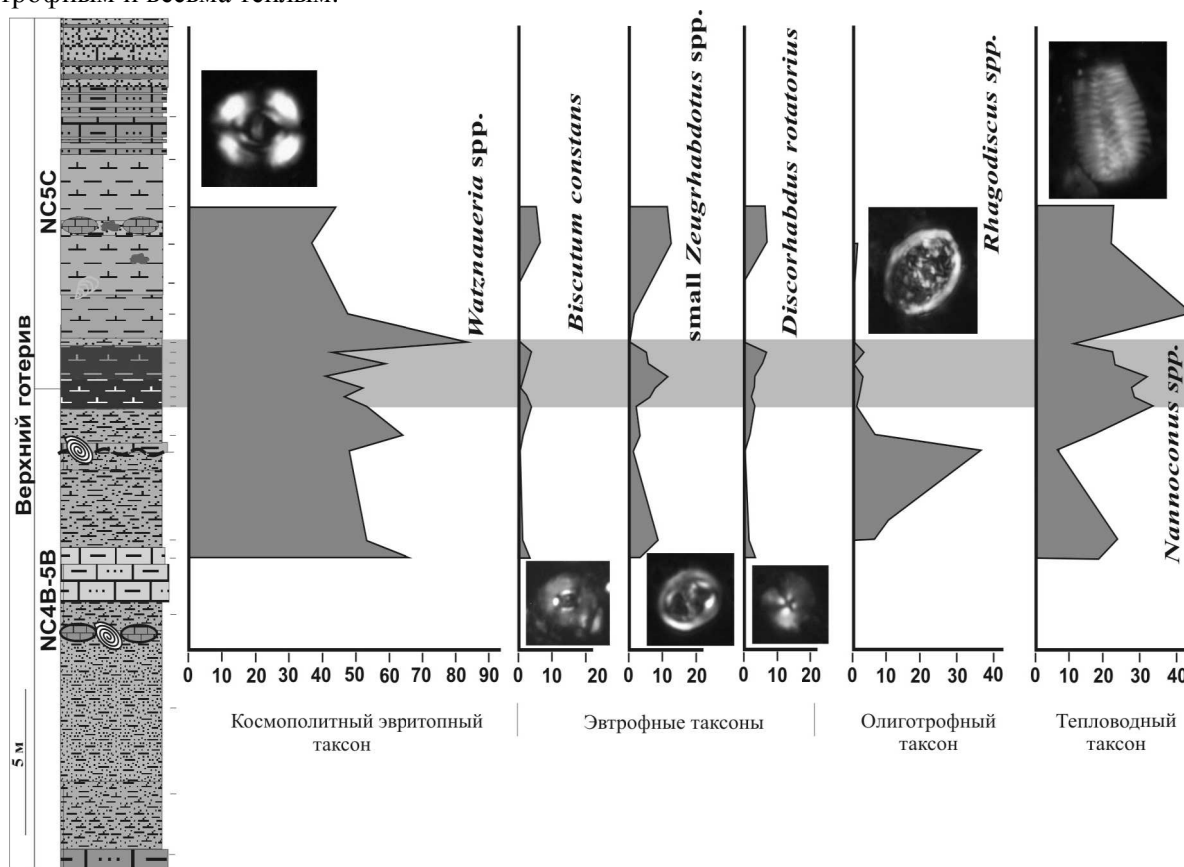


Рис. 3. Изменения в соотношении разных палеоэкологических групп наннопланктона в ходе позднеготеривского события Фараони, выявленное в отложениях разреза Аймаки.

Немного позже этого события в бассейн, по-видимому, мигрировала крупная дельта и началось интенсивное отложение терригенного материала. В течение всего баррема и начала апта происходило накопление бескарбонатных песчано-глинистых отложений. Как показало изучение палиноморф, осадконакопление в конце раннего апта происходило в условиях сильно

Низкое содержание карбоната кальция позволило провести изотопный анализ кислорода и углерода лишь в отдельных образцах, отобранных в этом интервале, однако он обнаружил необычайно широкий позитивный изотопно-углеродный сдвиг почти в 11‰, тогда как $\delta^{18}\text{O}$ показывает значительно более умеренную негативную экскурсию в 4.8‰, очевидно, отвечающую значительному потеплению в ходе этого события. Столь масштабный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ по всей видимости имеет диагенетическую природу и связан, скорее всего, с процессами растворения и перераспределения CaCO_3 , о чем свидетельствует присутствие многочисленных крупных карбонатных конкреций на отдельных уровнях этого интервала.

Однако, начиная с конца апта, отмечается целая серия событий, ярко проявившихся в разрезе. Событие ОАЕ1b состоит из целой серии отдельных эпизодов, довольно сильно различающихся по своим параметрам. На Рис. 4 видно, что на отдельных интервалах этого события, по-видимому, соответствующих эпизодам Паке (Paquier Event) и Леенхардт (Leenhardt Event) раннего и начала среднего альба накапливались довольно высокие содержания органического вещества, причем чем выше содержание органики в черных сланцах, тем выше водородный индекс, что означает ее преимущественно бассейновое планктоногенное происхождение. Малые элементы демонстрируют отчетливое возрастание концентраций в этих прослоях. Наннопланктонные комплексы довольно разнообразны, хотя обилие их снижается внутри черных сланцев, и ведут существенно различно в ходе разных эпизодов. Если на начальных стадиях, характеризующихся пока только привнесом органического вещества с суши, еще присутствуют наннокониды и довольно мало эвтрофных видов, то уже во втором прослое, где начался рост бассейновой биопродуктивности, наннокониды полностью отсутствуют, фоновые количества высокорезистентных *Watznaueria* составляют 60%, а в оставшихся 40 более 70% представлены

эвтрофными формами, причем в прослоях с меньшим содержанием ОБ доминирует один таксон (*Biscutum*), а при более высоких концентрациях ОБ – другие (*Zeugrhabdotus* и *Tranolithus*).

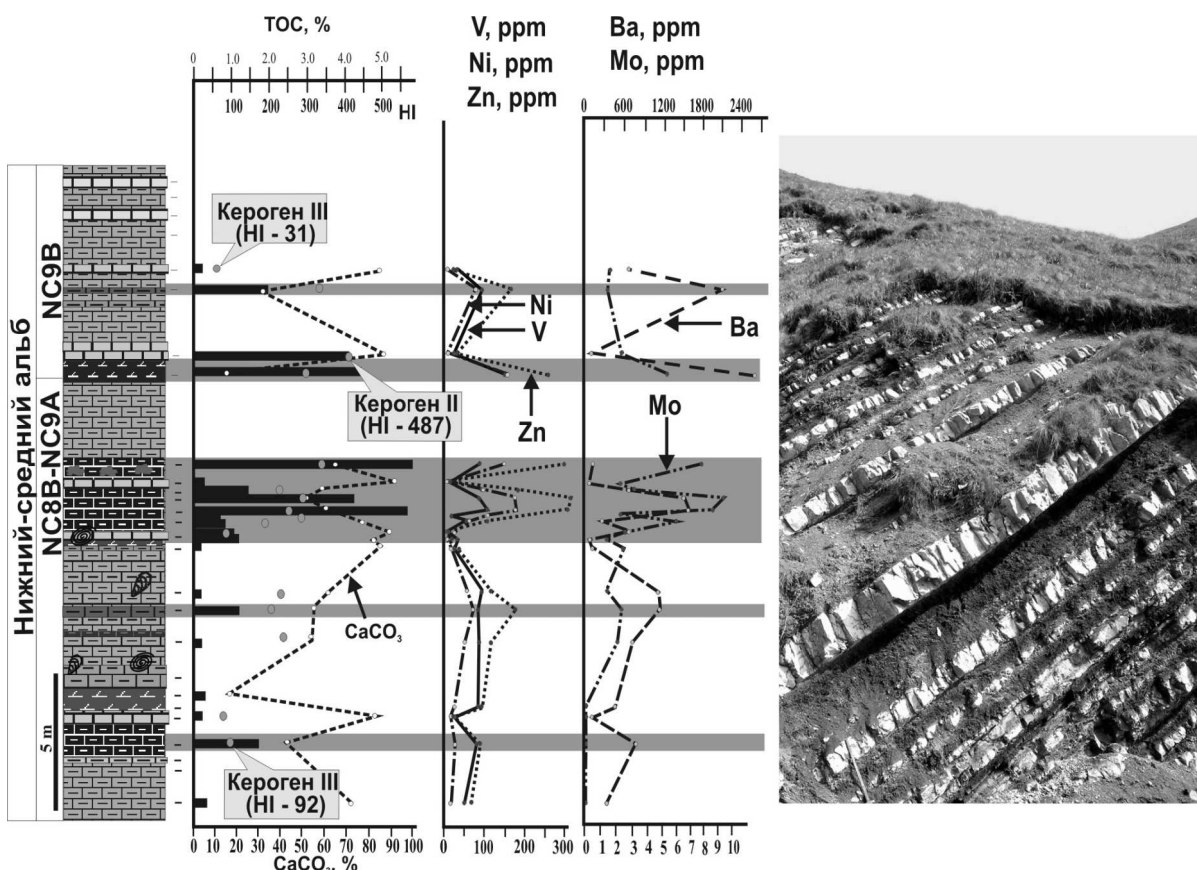


Рис. 4. Геохимические характеристики черносланцевых горизонтов, соответствующих ранне-среднеальбскому событию ОАЕ1b.

Это с очевидностью свидетельствует о различиях в палеоэкологических условиях в ходе отдельных эпизодов события ОАЕ1b, однако сущность их пока неопределенна. Кроме того, в этом интервале присутствуют довольно обильные и разнообразные диноцисты, в которых преобладает высокотолерантный род *Odontochitina* (Щербинина, Александрова, 2005). Все это вкуче говорит о том, что и наннопланктон и особенно диноцисты, видимо, имели свой вклад в образовании ОБ, но очевидно, основным поставщиком ОБ был органикостенный фитопланктон и водоросли.

Горизонт черных сланцев, отвечающий событию ОАЕ1с на границе среднего и верхнего альба характеризуется сходными трендами: увеличением доли бассейнового ОБ, повышением концентраций малых элементов, повышенной численностью космополитных *Watznaueria* и, в меньшей степени, эвтрофных групп нанноальвнктона.

Событие ОАЕ1d относится к терминальному альбу и выражено в разрезе Аймаки довольно протяженным интервалом (~ 9 м), в котором отмечается существенное возрастание песчаности и в целом довольно слабое обогащение ОБ (не более 2%), лишь на одном уровне в нижней трети интервала достигающее 3,8%, где фиксируется и максимальное содержание бассейнового ОБ. Изменение изотопного состава кислорода и углерода здесь не очень значительно (не превышает 1‰), примечательно то, что их максимальные в обоих случаях позитивные сдвиги происходят выше уровня с максимальным содержанием ОБ. Этот интервал является единственным среди всех установленных в разрезе Аймаки черносланцевых горизонтов, в котором кислород демонстрирует постепенную тенденцию к некоторому утяжелению, что говорит об относительном похолодании в ходе события.

Комплекс наннопланктона этого интервала чрезвычайно богат и разнообразен. Количество космополитных *Watznaueria* довольно низко (Рис. 5), но очень высоко содержание эвтрофных форм, причем, как и в ходе более ранних альбских событий, в отложениях с относительно более высоким содержанием ОБ преобладают *Zeugrhabdotus* spp., а *Biscutum* spp., считающиеся более эвтрофными, значительно более многочисленны при меньших содержаниях

ОВ. Этот интервал отличается самой низкой за всю историю бассейна численностью тепловодных форм, что хорошо согласуется с относительно более позитивными значениями $\delta^{18}O$. Таким образом, можно предполагать, что в ходе этого события происходила довольно мягкая эвтрофикация бассейна на фоне небольшого относительного похолодания.

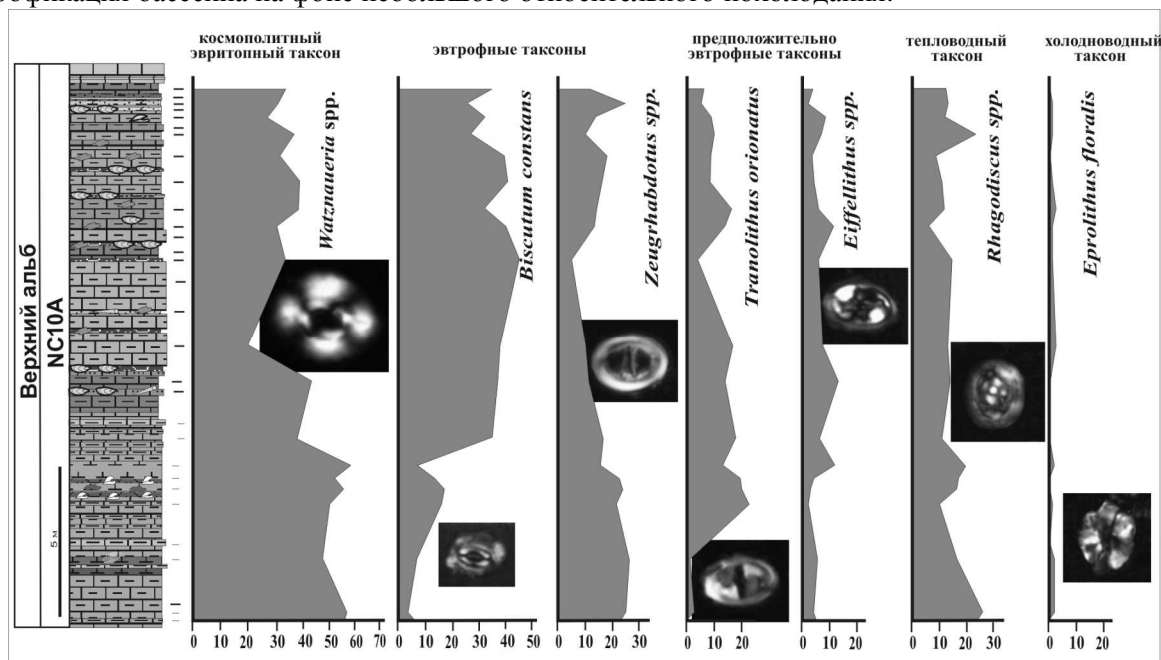


Рис. 5. Соотношение палеоэкологических групп наннопланктона в отложениях, соответствующих событию ОАЕ1d терминального альба.

В сеноманских отложениях в целом значительно повышается содержание карбоната кальция. В этом интервале отмечено по крайней мере три уровня повышенного содержания ОВ. Самый ранний из них, нижнесеноманский, по-видимому, отвечает региональному палеоэкологическому событию, поскольку обогащенные ОВ отложения этого возраста присутствуют также на Западном Кавказе и в Крыму, но не установлены в других регионах Мира. Как среднесеноманское событие (Mid-Cenomanian Event – МСЕ), так и позднесеноманское ОАЕ2 (содержание ОВ до 3,8 и 8,4%, соответственно), характеризуются позитивными изотопно-углеродными сдвигами и резкими флуктуациями $\delta^{18}O$, очевидно, отвечающим значительным температурным колебаниям, хотя в ходе последнего события эти явления были выражены значительно масштабнее. На обоих уровнях резко возрастают значения водородного индекса, достигающие максимальных для всего разреза значений (548 и 660, соответственно), что говорит о колоссальной биомассе морской альгофлоры и фитопланктона, образовавшейся в ходе этих событий.

Сеноманские комплексы наннопланктона в целом отличаются чрезвычайно низкой численностью эвтрофных таксонов и немного более высокой - холодноводных видов. В среднесеноманских отложениях все таксоны снижают свою численность, а на определенном интервале исчезают. Причины этого явления пока не понятны, но, скорее всего, они носят диагенетический характер, поскольку в этом интервале довольно обилен кальцитовый микрит. ОАЕ2 представляет собой по-настоящему катастрофическое событие (Гаврилов и др., 2009). Содержание ОВ в черносланцевом горизонте превышает 8%, причем в нем полностью отсутствуют диноцисты и матрикс представлен исключительно аморфной органикой, видимо, представляющей собой водорослевую массу. Наннопланктон чрезвычайно беден количественно и представлен почти исключительно высокорезистентными *Watznaueria* (90% и более). Присутствие же многочисленных других таксонов определяется не экологическими условиями, а скорее всего их резистентностью к растворению, довольно интенсивному в условиях сероводородного заражения. По всей видимости, увеличение привноса питательных веществ в ходе этого события было настолько велико, что превысило возможный трофический уровень не только эвтрофных форм наннопланктона, но и диноцист. В ходе этого драматического события, видимо, возник «цветущий» бассейн с чрезвычайно обильной водорослевой массой, в котором стагнация могла иметь место не только на дне бассейна, но и во всем столбе воды. Пока трудно судить, какой фактор оказал более негативное влияние на биоту – резкое потепление или эвтрофикация бассейна. Скорее всего, оба явления вкуче, а также скорость их наступления привели к такой рез-

кой перестройке в составе микробиоты (от преобладания карбонатного микропланктона к преимущественно альгофлоре) и режиме осадконакопления в бассейне.

Сравнение палеоэкологических изменений в бассейне в ходе меловых аноксических событий, выявленных на основании изучения наннопланктона и геохимических данных, показывает заметные различия в вариациях характеристик среды для каждого из них: теплый мезотрофный бассейн в течение позднеготеривского события Фараони с кратковременным кризисом в его финале, частые вариации поступления питательных веществ в очень теплом мезотрофном ранне-среднеальбском бассейне (ОАЕ1b и ОАЕ1c), более прохладный мезотрофный в позднеальбском событии ОАЕ1d, олиготрофный относительно прохладный в сеномане с резко возросшей эвтрофикацией и масштабными температурными колебаниями в ОАЕ2, которое явилось самым катастрофическим событием среднемеловой эпохи.

Таким образом, изучение наннопланктона показывает, что образование обогащенных ОВ отложений происходило при существенно разных обстановках и имело значительно различающийся размах палеоэкологических перестроек от не имеющего катастрофического характера изменения доминирующих таксонов микробиоты в конце альба до краковременного вымирания наннофлоры в ходе позднесеноманского события Бонарелли.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (Проект № 09-05-00872).

Литература

1. Александрова Г.Н., Ярошенко О.П., Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеообстановки позднеаптского бассейна Центрального Дагестана // Сборник трудов XXI Всероссийской палинологической конференции. 2009. Т.3 «Палинология палеозоя, мезозоя». С. 109-114.
2. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. Отображение глобальных биосферных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) // В сб: В.И. Черкашин (отв.ред.). Материалы Конференции «Геология и минеральные ресурсы Южного Федерального округа», Махачкала. 2006. С. 15-24.
3. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюлл. МОИП. 2009. Т. 84. № 2. С. 94-108.
4. Щербинина Е.А., Александрова Г.Н., 2005. Переходный апт-альбский интервал Восточного Кавказа по данным изучения наннопланктона и диноцист // В сб. Н.В. Горева, О.А. Корчагин (отв.ред.). «Микрорепалеонтология в России на рубеже веков». Материалы XIII Всероссийского Микрорепалеонтологического совещания. С. 154-155.
5. Clarke L. J., Jenkyns H. C. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere // Geology. 1999. V. 27. N 8. P. 699-702.
6. Leckie R.M., Bralower T.J., Cashman R. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous // Paleoclimatology. 2002 V. 17. N 3. P. 1041-1070.
7. Weissert H., Erba E. Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record // Journal of the Geological Society. 2004. V. 161. P. 695-702.

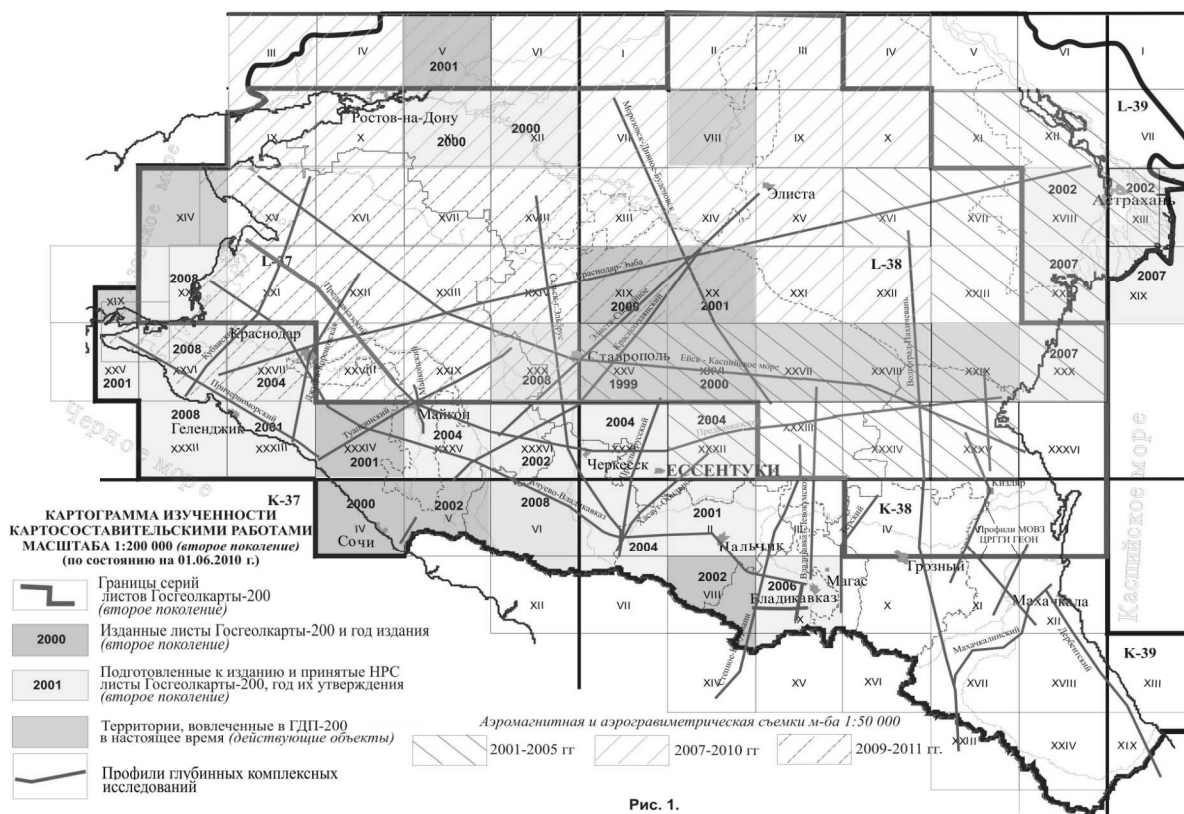
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕСПУБЛИКЕ ДАГЕСТАН

*Энна Н.Л., Лаврищев В.А.
ФГУПП «Кавказгеолсъёмка»*

Региональные геологические исследования (геологосъемочные, геолого-геофизические и картосоставительские работы) создают фундаментальную основу для изучения Северо-Кавказского региона и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Кроме того, они направлены на оценку общего ресурсного потенциала отдельных территорий, общегеологическое обоснование долгосрочных и краткосрочных программ по оценке минерально-сырьевых и топливно-энергетических ресурсов, а также на укрепление минерально-сырьевых баз действующих предприятий и выявление перспективных площадей для локализации прогнозных ресурсов полезных ископаемых на основе системного обновления геолого-геофизической информации о строении недр.

Новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, метаморфизму, полезным ископаемым, полученные в результате проведенных в последнее время в Северо-Кавказском регионе геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 (ГДП-200) Западного и Цен-

трального Кавказа (рис. 1) и подготовки к изданию комплектов Госгеолкарты-1000 третьего поколения для листов L-38, K-37, 38, 39, позволили существенно уточнить геологическое строение Западного и Центрального Кавказа и на этой основе дать новую оценку их металлогенического потенциала. В то же время, Восточный Кавказ, в пределах которого расположена и Республика Дагестан, к настоящему времени оказался не охваченным современными региональными геологосъемочными и геофизическими работами.



В структурно-тектоническом плане территория Республики Дагестан охватывает два контрастных морфоструктурных элемента Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского подвижного пояса – Терско-Каспийский краевой прогиб (ТККП) и ороген Большого Кавказа. Стратифицированные образования представлены отложениями от ранней юры до кайнозоя включительно, в ТККП они глубоко погружены, а в пределах орогена выведены на поверхность. Основой МСБ республики являются месторождения углеводородов, важную роль в балансе медных месторождений Северо-Кавказского региона играет месторождение Кизил-Дере, хотя из-за тяжелых природных условий оно только подготавливается к освоению. Имеется ряд месторождений и проявлений целестина, рудопроявления кобальта, полиметаллов и др. Разведаны и частично эксплуатируются месторождения известняков облицовочных и для производства извести, формовочных песков и кварцевых песчаников, гипса и других неметаллов. Среди подземных вод известны месторождения минеральных, термальных и пресных вод, на базе крупных месторождений минеральных вод создается лечебно-курортная индустрия.

Территория Республики Дагестан характеризуется неравномерной геологической изученностью. Она полностью обеспечена современной мелкомасштабной геологической основой масштаба 1:1000000, в 2005 году подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-1000 третьего поколения листа L-38 (ВСЕГЕИ, ФГУГП «Кавказгеолсъемка»), в 2009 – комплект листов K-37, 38, 39 (ФГУГП «Кавказгеолсъемка», ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»), полностью охватывающих территорию Республики.

Геологическим картографированием масштаба 1:200000 первого поколения охвачена вся территория Республики Дагестан (рис. 2), однако в настоящее время эта геологическая основа устарела и не в полной мере пригодна для использования при перспективном планировании и выделения площадей для постановки прогнозно-поисковых работ. Так, на часть территории (листы K-38-ХII, XVIII, XXIII, XXX, K-39-ХIХ) среднемасштабная геологическая основа была подготовлена более 50 лет назад, в конце пятидесятих годов прошлого столетия, на се-

верную (листы L-38-XXXIV, XXXV, XXXVI), частично на центральную (листы K-38-V, VI, XI) и южную (листы K-38-XVII, XXIV, K-39-XIII) – в конце столетия. Однако, последние были подготовлены к изданию по материалам геологосъемочных работ конца пятидесятых – начала семидесятых годов прошлого столетия.

РЕСПУБЛИКА ДАГЕСТАН
КАРТОГРАММА ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫМИ РАБОТАМИ МАСШТАБА 1:200 000

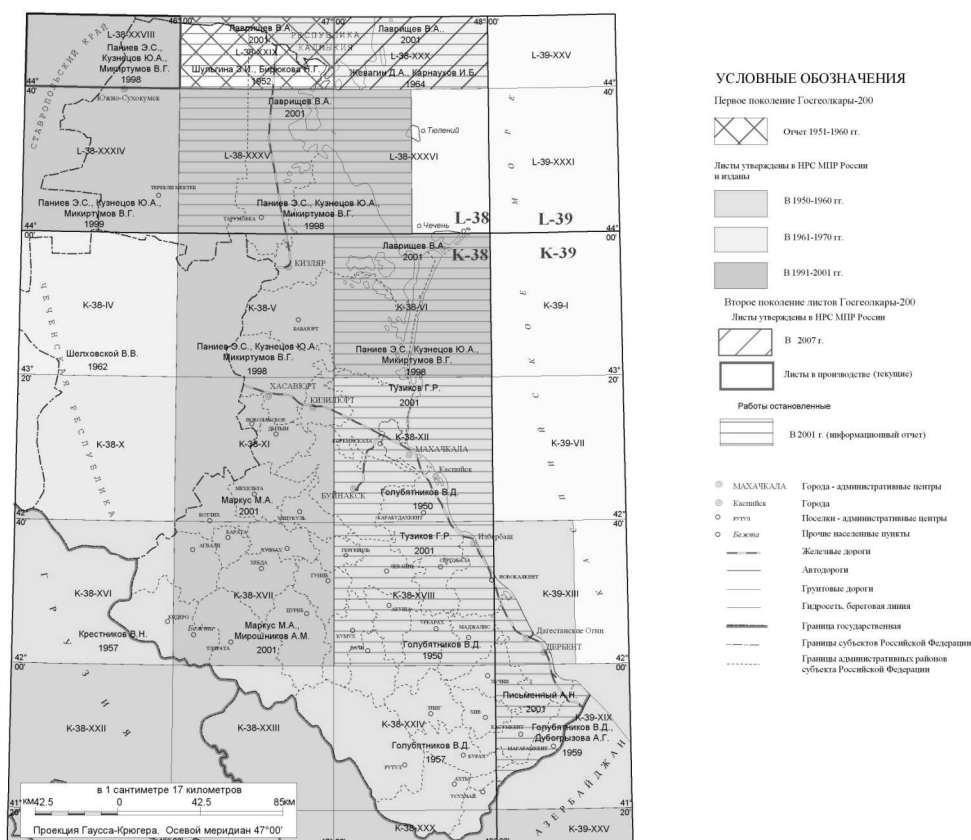


Рис. 2

В настоящее время ГДП-200 и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200 второго поколения проводится по листам L-38-XXVIII, L-38-XIX (рис. 1), частично охватывающих северную оконечность Республики. Комплекты Госгеолкарты-200 второго поколения включают цифровые модели всех картографических материалов (геологической карты, карты четвертичных образований, карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения, геоэкологические и гидрогеологическая схемы масштаба 1:500 000) и сопровождаются банками первичных геологических данных.

Геологической съёмкой масштаба 1:50 000 охвачена большая часть горной территории Республики, и, частично, Предкавказья (рис. 3). Однако современным требованиям, и то лишь частично, соответствуют только материалы геологосъемочных работ, выполненных после 1980 года. Геологическая основа более поздних лет полностью или частично устарела и не пригодна для сводного мелкомасштабного картографирования, текущего и перспективного планирования ГРР.

К шестидесятым – восьмидесятым годам прошлого столетия относится большая часть поисковых и разведочных работ, в первую очередь на углеводороды и нерудное сырье. Полученные в процессе геологосъемочных работ данные позволили дать положительную оценку колчеданно-полиметаллическому проявлению Кизил-Дере, где последующими разведочными работами установлено среднее по запасам медное месторождение. В этот же период в горной части Республики были сделаны открытия рудных объектов, таких как кобальтовое рудопроявление Цимирцы и медно-кобальтовое рудопроявление Химрик, выявлены рудоносные зоны Маччалора и Джоахора с массивным и прожилково-вкрапленным медно-полиметаллическим оруденением, обнаружен ряд новых ртутных проявлений, выделены геофизические аномалии рудного характера. В пределах Известнякового Дагестана выявлены рудопроявления стронция

(Кулимеэр, Туркли и др.), близость которых к месторождению «Синие Камни» значительно расширяет перспективы последнего.

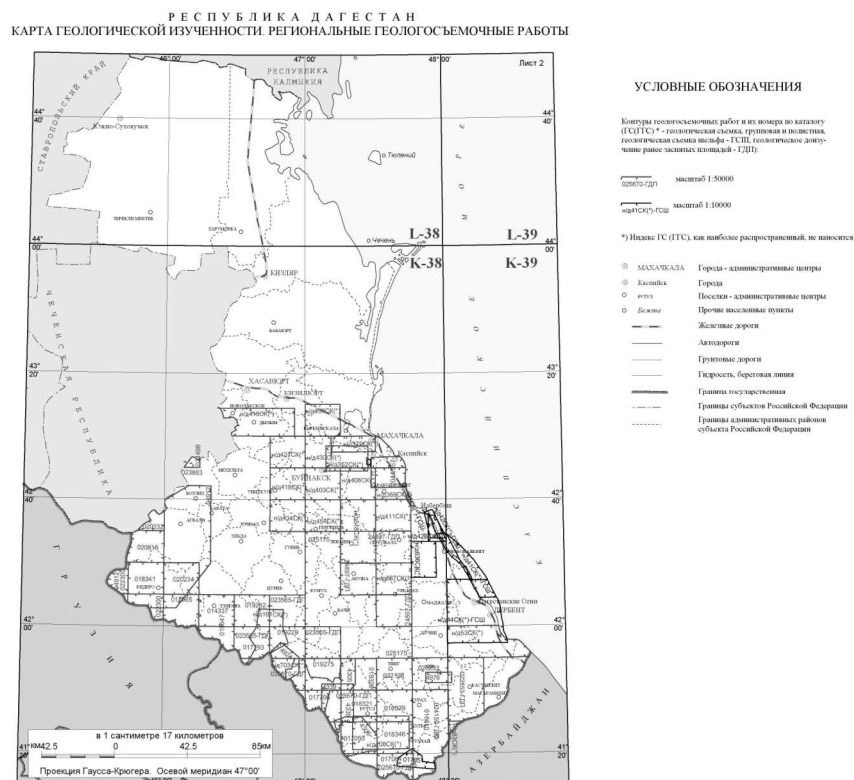


Рис. 3

Территория Республики Дагестан обеспечена материалами региональной геофизики, в том числе гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000 и картами аномального магнитного поля масштаба 1:50 000 – 1:200 000, однако и эти материалы в значительной степени устарели. В последние годы комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная, аэрогравиметрическая и гаммаспектрометрическая) съемка масштабов 1:50000 – 1:100000 выполнена на севере Республики, в пределах листа L-38 (рис. 1). На нефтегазоносных площадях Терско-Каспийского прогиба выполнен значительный объем крупномасштабных геофизических работ, в первую очередь, гравиметрических, сейсмических и электроразведочных. По территории Республики проходят несколько глубинных профилей - Волгоград-Нахичевань (ГСЗ), Терский, Махачкалинский и Дербентский (МОВЗ).

На всю площадь имеется мелкомасштабная геохимическая основа (1:1000000), подготовленная для листов К-38, -39 ФГУП ИМГРЭ (2004 г.), а для листа L-38 - ФГУП «Кавказгеолсъемка» (2001 г.). Геохимическими поисками масштаба 1:50 000 охвачена большая часть горной части Республики, однако современным требованиям соответствуют только поиски, выполненные после 1980 года. По остальной площади они не пригодны для использования по различным причинам: либо в связи с недостаточным уровнем лабораторной базы, либо существенной ограниченностью перечня проанализированных элементов.

На всю территорию Республики Дагестан в настоящее время имеется неотектоническая карта масштаба 1:200 000 и среднемасштабная совмещенная карта инженерно-геологических условий и инженерно-геологического районирования по условиям развития экзогенных геологических процессов. Однако карты были составлены более 30 лет назад камеральным путем и в настоящее время пригодны только для использования в общегеологических целях.

Для информационного обеспечения принятия управленческих решений в сфере недропользования, в 2004 г. подготовлен, а в 2006 г обновлен, ГИС-Атлас Южного Федерального округа (ФГУП «Кавказгеолсъемка», ФГУП «ВСЕГЕИ»), в составе которого имеются ГИС-пакеты оперативной геологической информации по субъектам Российской Федерации, в том числе и по Республике Дагестан. Однако геологическая информация в ГИС-пакетах соответствует имеющейся геологической изученности, в первую очередь среднего и крупного масштабов. ГИС-Атлас ЮФО явился основой для подготовки в 2007-2008 гг. ГИС-Атласа Кавказа

масштаба 1:1000000 (ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Кавказгеолсъёмка»), охвативший центральную и южную части Республики.

Изложенная информация по геологической изученности Республики Дагестан, позволяет сделать вывод о необходимости проведения региональных геолого-геофизических и геологосъемочных работ в этом регионе. Для целенаправленного планирования геологоразведочных работ, оценки перспектив территории на все типы полезных ископаемых, а также решения различных народнохозяйственных задач, включая экологические, необходима современная многоцелевая геологическая основа, в первую очередь, среднего масштаба - 1:200 000. Она будет положена в основу разработки программ по воссозданию и развитию минерально-сырьевой инфраструктуры, в том числе вовлечение в разработку новых нефтегазовых промыслов, горнодобывающих объектов на общераспространенные (строительные материалы) и нетрадиционные неметаллические полезные ископаемые (природные битумы, горючие сланцы, мелиоранты, бентонитовые глины и природные сорбенты, тереклиты), объектов добычи подземных вод для различных целей. Первоочередными объектами для проведения геологического доизучения масштаба 1:200000, несомненно, являются листы К-38-ХП, К-38-ХVIII и К-39-ХIX.

НИЖНЕ- СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОДИНАМИКИ

Энна Н.Л., Письменная Н.С.

ФГУП «Кавказгеолсъёмка», г.Ессентуки, e-mail: enna@geolog.kmv.ru

Юрские отложения широко распространены в пределах Восточного Кавказа и представлены всеми тремя отделами. Стратиграфические схемы юрских отложений были подготовлены в 1973 г [1] и утверждены МСК в 1977 г. Одной из наиболее полной сводкой по стратиграфии юрских отложений Кавказа, где были предложены усовершенствованные региональные стратиграфические схемы юры, является монография коллектива авторов под редакцией К.О. Ростовцева [3]. В настоящее время наиболее полная характеристика литостратонов юры приведена в легенде Госгеолкарты-200 Кавказской серии, актуализированной в 2008 – 2009 гг.

Нижне- среднеюрские отложения представлены прибрежно-морскими и морскими терригенными и вулканогенно-терригенными комплексами, составляют нижне-среднеюрский структурный этаж осадочного чехла Скифской эпигерцинской платформы и участвуют в строении киммерийских складчатых зон системы Южного склона. Отличаются четко выраженной в поперечном направлении фациальной изменчивостью, отражающей геодинамические и палеогеографические условия накопления осадков. В обнаженной части выходов Восточного Кавказа они развиты в 12 структурно-фациальных зонах (СФЗ) в составе четырех структурно-тектонических областей (рис. 1).

Для них, с различной степенью достоверности, определены геодинамические условия накопления [2, 3 и др.], в том числе (с севера на юг) выделяются области: внутреннего и внешнего (северного) континентального шельфа, осевой зоны рифтогенного бассейна и южного (островного ?) шельфа.

Нижне- среднеюрские отложения в пределах внутреннего (северного) мелководного шельфа в северных фациях характеризуются сравнительно небольшой мощностью, четкой стратификацией разреза, наличием перерывов и горизонтов конденсации, сильной фациальной изменчивостью, угленосностью. Для южных фаций характерно увеличение мощности, более глинистый состав разреза. В пределах Восточного Кавказа образования внутреннего континентального шельфа развиты в пределах *Агвали-Хивской СФЗ*, в составе которой выделяются три подзоны – западная, восточная и южная. В западной подзоне (бассейны рр.Аргун - Шаро-Аргун) в нижней и средней частях разреза выделены хельдихойская и квандринская серии, в восточной (бассейны рр.Аварское и Казикумухское Койсу, Самур, Ахтычай, Курах) – цурибская и рубасчайская серии, в южной (междуречье Казикумухское Койсу и Самур) – верхи цурибской серии (свита ири) и курахчайская серия. Агвали-хивская серия, залегающая в верхах разреза, имеет распространение во всех трех подзонах. *Хельдихойская серия (J_{1hd})* объединяет,

преимущественно, глинистые осадки согласно залегающих баринской, буртинской, угнихинской и оттинской свит.

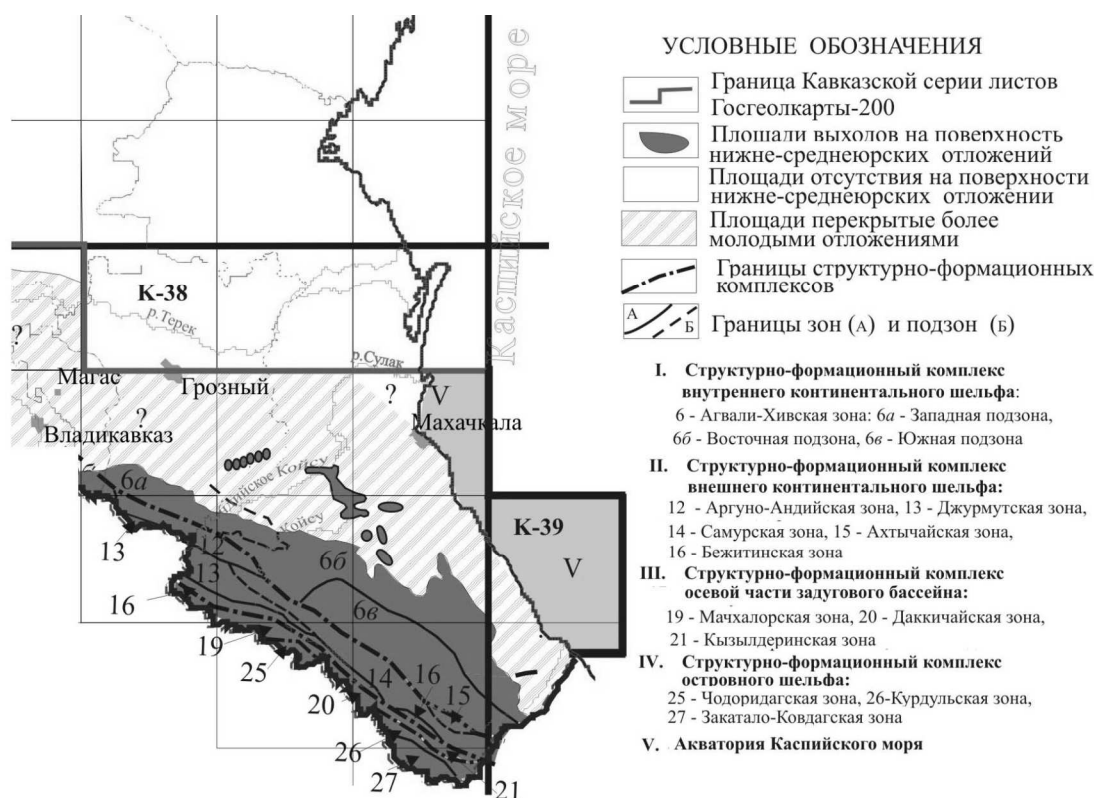


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования ниже- среднеюрских отложений Восточного Кавказа (по Легенде Госгеолкарты-200 Кавказской серии листов).

Общая мощность осадков составляет 5420 м. Возраст тоарский. *Квандринская серия* ($J_{1-2} kv$) нормально наращивает разрез хельдихойской серии и объединяет согласно залегающие песчано-глинистые породы бушинской, никаройской, конжухоевской, аргунской и игатлинской свит. Мощность 3240-3635 м. Возраст тоар-ааленский. *Цурибская серия* (J_{1sr}) представлена осадками согласно залегающих свит хваршинской, ратлубской, гидатлинской и свиты ири. Общая мощность серии достигает 7900 м, возраст - поздний плинсбах – тоар. *Рубасчайская серия* ($J_{1-2} rb$) представлена песчано-глинистым угленосным разрезом карахской и глинистым - игатлинской свит. Мощность достигает 3953 м, возраст поздний тоар – ааленский. *Курахчайская серия* ($J_{1-2} krh$) включает, преимущественно, глинистые осадки свит бурши, ялахской, квардальской, гепчайской и кимихурской. Мощность достигает 5380 м, возраст поздний тоар – ааленский. *Агвали-хивская серия* ($J_2 ah$) единая для всех подзон, широко развита в бассейне рек Андийское Койсу, Аварское Койсу и Казикумухское Койсу. В западной подзоне она залегает с размывом на отложениях квандринской серии, в восточной - на осадках рубасчайской серии, а в южной – на отложениях курахчайской серии. Агвали-хивская серия сложена осадками несогласно залегающих как на подстилающих образованиях, так и между собой кумухской и цудахарской свит. Общая мощность осадков серии достигает 2412 м, возраст байос – батский.

В осадках внешнего континентального шельфа также преобладают терригенные отложения, которые характеризуются относительной полнотой разреза (от синемюра до байоса), слабой стратификацией разреза, преимущественно песчано-глинистым составом. С севера на юг отмечается увеличение мощности ниже- среднеюрских образований, усиление степени метаморфизма (переход к глинистым сланцам) и усиление дислоцированности пород, состав разреза становится более глинистым. Для этой области характерно развитие даек основного состава (казбекский и кахетинский комплексы). На внешнем континентальном шельфе выделяются 5 СФЗ: Аргуно-Андийская, Джурмутская, Самурская, Ахтычайская и Бежитинская. Ниже-среднеюрские отложения, развитые в *Аргуно-Андийской зоне* (бассейны рек Аргун, Андийское и Аварское Койсу), представлены тоарскими образованиями, объединенными в *шаро-аргунскую серию* (J_{1sr}), включающую осадки согласно залегающих кейдынской, майстинской,

мешехинской, кюреламской и бастыламской свит, общая мощность серии превышает 5850 м. В *Джурмутской СФЗ* (бассейны рек Андийское и Аварское Койсу) породы нижней- средней юры представлены плинсбах-тоарскими образованиями, объединенными в *джурмутскую серию* (J_1dm), включающую отложения согласно залегающих глясудинской, камилухской и бедзепской свит. Выходы серии ограничены тектоническими нарушениями. Общая мощность осадков джурмутской серии превышает 5800 м. В *Самурской СФЗ* (бассейны рек Аварское Койсу, Дюльгычай, Самур) выделены джурмут-самурская и самурская серии, их выходы также ограничены тектоническими нарушениями. *Джурмутско-самурская серия* (J_1ds) представлена осадками согласно залегающих камилухской, цейлаханской и ногабской свит, имеющих с подстилающими образованиями тектонические контакты. Общая мощность джурмутско-самурской серии достигает 6300 м. Возраст тоарский. *Самурская серия* (J_2sm) завершает разрез зоны и сложена осадками согласно залегающих михрекской, ухульской свит и аргиллитовой толщи, нормально наращивающих разрез джурмутско-самурской серии. Общая мощность самурской серии достигает 5520 м. Возраст ааленский. В *Ахтычайской зоне* (бассейн р. Самур) тоар-ааленские образования объединены в *ахтынскую серию* ($J_{1-2}aht$), включающую слагающие единый разрез зрыхскую, заинкамскую и ялахкамскую свиты. Общая мощность серии достигает 4350 м. Нижне- среднеюрские отложения, развитые в *Бежитинской зоне* (верховья рр. Аварское Койсу, Самур и Ахтычай), представлены *бежитинской свитой* ($J_{1-2}bz$), ее выходы повсеместно ограничены тектоническими нарушениями. Свита сложена флишоидным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников с уплощенными и округлыми глинисто-сидеритовыми и алевролито-глинистыми конкрециями с пиритовым ядром; в восточной части поля ее распространения отмечены маломощные туфовые и эффузивные горизонты кислого и основного состава. Видимая мощность свиты достигает 2160 м. Возраст свиты тоар-ааленский.

Нижне- среднеюрские отложения осевой части юрского рифтогенного бассейна развиты в пределах Мачхалорской, Даккичайской и Кизилдеринской СФЗ. Представлены морскими глинистыми осадками большой мощности, с весьма редкими органическими остатками, характеризующимися флишоидным напластованием и широким развитием вулканогенных пород основного состава - лав, лавобрекчий базальтовых порфиритов, отвечающих по петрохимическим характеристикам толеитам. Кроме того, широко развиты силлы и дайки габбро-долеритов [4]. В *Мачхалорской СФЗ* тоар-ааленские образования объединены в *джоахорскую серию* (J_2dh). Ее выходы пространственно совмещены с отложениями халахельской серии, однако с ней она имеет тектонические соотношения. Включает вулканогенно-терригенные и терригенные образования мачхалорской, тахлуторской, муравдагской, гудурдагской свит и чемрадеринской толщи. В нижней части разреза серии наблюдаются аргиллиты с прослоями алевролитов и горизонтами лав базальтовых порфиритов, спилитов и вариолитов (боцкальский эффузивно-силловый горизонт), среди аргиллитов отмечаются согласные зоны (1-8 м) рассеянной вкрапленности и линзовидные выделения пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита и галенита. Средняя и верхняя части разреза представлены песчаниками, пакетами переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников, аргиллитами с прослоями алевролитов. Общая мощность разреза серии превышает 3745 м. В *Даккичайской зоне* (верховья рр. Аварское Койсу и Самур) тоар-ааленские образования объединены в *аттагайскую серию* (J_2at), включающую непрерывный разрез даккичайской, муалличайской свит и коледжской толщи. Распределение в разрезе серии покровов эффузивных пород характеризуется крайней неравномерностью. Мощности покровов варьируют от первых до 80 м, а их количество составляет от 0 до 40% мощности разреза. Наибольшее количество покровов спилитов отмечается в восточной части поля развития осадков серии - от р. Аттагай на западе до Диндидагского перевала на востоке; здесь они характеризуются подушечной отдельностью и миндалекаменным строением. Широким распространением среди осадков серии пользуются также силлы основного состава мощностью от первых до 40-60 м, а их количество на отдельных участках достигает 40-50% мощности разреза серии. Общая видимая мощность разреза серии превышает 2450 м. В *Кизилдеринской зоне* (бассейн р. Ахтычай) выделяются *вагакамская* (J_1vg) и *кизилдеринская* (J_2kzd) терригенные толщи, развитые в пределах отдельных тектонических пластин. Мощность каждой из толщ – более 1500 м, возраст вагакамской – тоарский, кизилдеринской – ааленский.

Образования южного шельфа развиты в Чодоридагской, Курдульской и Закатало-Ковдагской СФЗ. На южном (островном?) шельфе накапливались морские песчано-глинистые образования бедные органическими остатками. В отложениях отмечается наличие туфопесчаников, туфов, реже лав кислого и среднего состава. В *Чодоридагской СФЗ* синемюр-ааленские

образования объединены в *халахельскую серию* ($J_{1-2} hl$) и распространены в бассейнах левых притоков р. Джурмут (верховья р. Аварское Койсу) на северном склоне Главного хребта и по левым притокам р. Алазань на его южном склоне. Представлена разрезом согласно залегающих осадков сторской и торгавской свит, толщи аспидных сланцев, банской, тенросской свит и кекросской толщи. Общая видимая мощность разреза серии оценивается в 10500 м. Осадки серии интенсивно дислоцированы, разбиты пологими нарушениями на отдельные пластины и отвечают киммерийской аккреционной призме. В *Курдульской зоне* (бассейны рек Аварское Койсу и Самур) тоар-батские образования выделены *аттагай-мулларчайскую серию* ($J_{1-2} at$), включающей песчано-глинистые образования аташкаинской, диндичайской, зурунчайской, гдымской, бэульской свит и сапатской толщи. Общая мощность аттагай-мулларчайской серии превышает 5140 м. В *Закатало-Ковдагская зона* (бассейн р. Ахтычай) выделяется *кейванская свита* ($J_2 kvn$), представленная аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. Мощность свиты более 300 м. Возраст батский, принят условно.

В *акватории Каспийского моря* выделяется *песчано-аргиллитовая толща* ($J_{1-2} pa$) в объеме сейсмокомплекса V-IVa. Литологический состав толщи представлен песчаниками, аргиллитами, алевролитами с различным соотношением типов пород в вертикальном разрезе. Мощности толщи изменяются от 0 м на Аграханском валу до 2000÷2500 м в Прибрежной зоне локальных впадин.

Литература

1. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. Под ред. Н.В. Безносова. - М.: Недра, 1973. 194 с.
2. Энна Н.Л. Нижне- среднеюрские отложения Северного Кавказа – новые данные и основные проблемы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Изд.центр «Наука», 2009. С.262 – 264.
3. Юра Кавказа. Под ред. К.О.Ростовцева. РАН, Комитет по геологии и использованию недр, Межвед. стратиграфический комитет. Труды, т.22. С-Петербург: Наука, 1992, 184 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ «ПАЛЕОЗОЙСКОЙ» НЕФТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮБИЛЕЙНОЕ РАВНИННОГО ДАГЕСТАНА

Яндарбиев¹ Н.Ш., Даитиев² З.К.

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, ²Управление недропользования Минприроды РД

Палеозойское складчатое основание Скифской плиты рассматривается как одно из перспективных направлений геологоразведочных работ на нефть и газ.

К настоящему времени в пределах Восточного Предкавказья единственный промышленный приток нефти из палеозойских отложений получен на территории Северного Дагестана на Юбилейном месторождении, где выявлена нефтяная залежь в трещиноватых кварцевых роговиках и перекрывающих известняках нефтекумской свиты, образующих, вероятно, единый природный резервуар на глубинах порядка 4500 м.

Учитывая уникальность данного случая, нами проведены детальные геохимические исследования пробы флюида (нефть с водой), отобранной из интервала 4390-4441 м в скважине № 29 Юбилейного месторождения.

Проведенные исследования свойств и состава данной нефти показали, что она согласно ГОСТу 9665-76 относится к среднему типу. Плотность ее равна 0,8614 г/см³ (при 20°C). По кинематической вязкости (табл. 1), составляющей 23,03 Сст, она является средневязкой.

Таблица 1

Физико-химические свойства и групповой состав нефти

Содержание, %		Плотность, г/см ³	Кинематическая вязкость, Сст при 40°C	Выход бензиновой фракции до 200 °С, %/Т _{нк} °С	Групповой состав отбензиненной нефти, %				
Вода	Мех. примеси				УВ		Смолы		Асфальтены
					Насыщенные	Ароматические	Бензольные	Спиртобензольные	
25.0	следы	0.861	29.03	4.0%/94°C	74.8	17.9	4.3	2.2	0.8

При отгонке нефти после обезвоживания было выделено 4% бензиновой фракции до 200°C (Т_{нк}-94°C), что, по-видимому, связано также с потерей легкой фракции в процессе обезвоживания нефти.

В групповом составе отбензиненной нефти (табл. 2) преобладают углеводороды - 92,7%, среди которых насыщенные УВ составляют 74,8%. Содержание смолисто-асфальтеновых компонентов невысокое.

Таблица 2

Групповой состав метано-нафтеновой фракции нефти						
Углеводороды, %						
Парафиновые	Нафтеновые					
	моноциклические	Бициклические	Трициклические	тетрациклические	пентациклические	гексациклические
67.0	12.6	10.2	5.5	2.7	1.1	0.8

Изучаемая нефть является высокопарафинистой, что подтверждается данными масс-спектрологии (табл. 3). Содержание парафиновых УВ 67,0%, нафтеновых 33,0%, среди которых преобладают моно- и бициклические нафтены, содержание высокоциклических (пента- и гекса-) невелико - 1,9%.

Таблица 3

Результаты газохроматографического анализа насыщенных фракций нефти					
Пристан/ Фитан	Пристан/ нС17	Фитан/ нС18	ацикл.изопр./ н-алканы	% ацикл.изопр. в насыщ.фракции	% изо-алканов в насыщ.фракции
1.28	022	019	0.07	4,71	67.05

Газохроматографическое исследование нефти месторождения Юбилейное выявило, что в ее составе преобладают н-алканы, их содержание - 67,05% (в расчете на насыщенную фракцию), сумма ациклических изопреноидов - 4,71% (в расчете на насыщенную фракцию). Значение отношения пристан/фитан равно 1,28; значения геохимических показателей пристан/нС₁₇ и фитан/нС₁₈ равны 0,22 и 0,19.

На кривой молекулярно-массового распределения н-алканов в исследованной нефти отмечаются два максимума на н-С₁₅ и на н-С₂₆.

Результаты хромато-масс-спектрометрического исследования нефти показывают, что концентрация биомаркеров в нефти невелика. В групповом составе преобладают пентациклические тритерпаны (табл. 4). Относительно высокое содержание трициклических и тетрациклических терпанов (TET/TRI=2,77), значения отношения стераны/гопаны <1 (STER/PENT=0,64) могут свидетельствовать о возможном привносе в исходное для данной нефти органическое вещество (ОВ) наземного органического материала, что согласуется с данными газохроматографического анализа, продемонстрировавшего бимодальное распределение н-алканов со вторым небольшим максимумом в высокомолекулярной области (н-С₂₆).

Нефть генерирована ОВ прибрежно-морского типа, накапливавшимся в глинистых отложениях, о чем свидетельствуют высокие значения отношений Ts/Tm=1,7 и DIA/REG=0,77 в слабо восстановительных условиях, на что указывают значения отношения C₃₅/C₃₄ гомогапанов (h₃₅/h₃₄=0,72).

Таблица 4

Биомаркерные параметры по данным хромато-масс-спектрометрического исследования							
TRICYC	PENT	STER	C31HSR	C29SSR	C29BBAA	C27STER	C28STER
27,9	43,9	28,1	0,54	0,34	0,5	0,46	0,17
C29STER	C27BBST	C28BBST	C29BBST	C29S/R	C29BB/AA	CAM/HOP	BIS/HOP
0,37	0,28	0,25	0,46	0,51	1,0	0,04	0
DIA/REG	PREG/C27	TRI/HOP	TET/TRI	Ts/Tm	NOR/HOP	NEO/NOR	MOR/HOP
0,77	0,87	0,11	2,77	1,7	0,47	0,48	0,19
C32HSR	C35/C34	h35/h34	STER/PENT	M/M+T	T/T+M	TRIOCR	TRIOCR1
0,48	0,02	0,72	0,64	0,85	0,15	0,45	0,95
TRIOCR2	TRI/MONO						
16,85	0,26						

В стеранах нефти доминируют $\alpha\beta$ -стераны (изостераны) с преобладанием C_{29} гомолога ($C_{27}:C_{28}:C_{29}=28:25:46$). В составе 20R биоэпимеров $\alpha\alpha\alpha$ -стеранов доминирует C_{27} гомолог ($C_{27}:C_{28}:C_{29}=46:17:37$). На рис. 1 приведена треугольная диаграмма относительного распределения 20R биоэпимеров $\alpha\alpha\alpha$ -стеранов, демонстрирующая фациально-генетический тип исходного для них материнского ОВ.

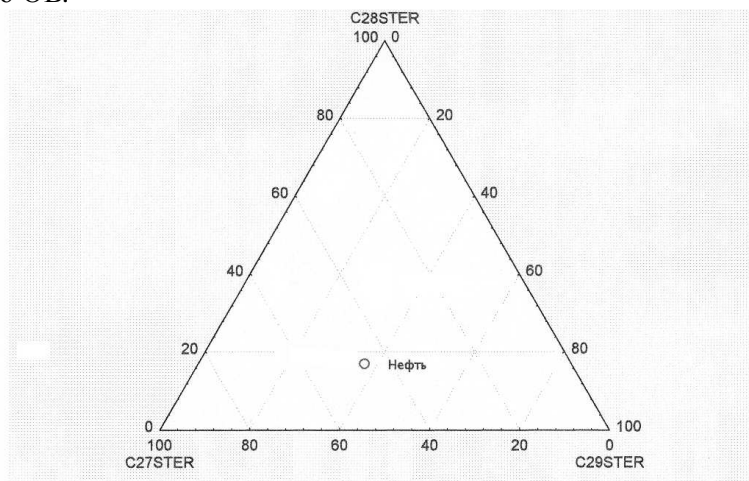


Рис. 1 Треугольная диаграмма относительного распределения биологических эпимеров (20R) $\alpha\alpha\alpha$ -стеранов состава $C_{27}-C_{29}$

Изученная нефть генерирована в самом начале «нефтяного окна». Рассчитанная по биомаркерным параметрам зрелость исходного для нефти органического вещества в витринитовом эквиваленте соответствует значениям R_o $0,58 \pm 0,05\%$. Полученные нами для нефти значения стерановых параметров термической зрелости ниже равновесных ($C_{29}SSR$, $C_{29}BBAA$, $C_{29}S/R$, $C_{29}BB/AA$). Значения гомогановых параметров термической зрелости (отношение $22S/(22S+22R)$ эпимеров) также немного ниже равновесных, особенно для гомоганов состава C_{32} ($C_{31}HSR$, $C_{32}HSR$). Значения отношения моретан/гопан также характерны для POB средних стадий катагенеза.

Таким образом, обращает на себя внимание тот факт, что степень термической зрелости изученной нефти, определенная по биомаркерным показателям, сравнительно невысока. Вместе с тем, по данным наших предыдущих исследований (Соколов, Конюхов, Яндарбиев и др., 2002), уровень катагенетической преобразованности палеозойских пород, определенная по углепетрографическим и пиролитическим данным, значительно выше и достигает, как правило, конечных градаций мезокатагенеза. Однозначного объяснения этому несоответствию мы пока не находим. Как одно из объяснений можно предположить, что нефти мигрировали в палеозойские отложения из менее преобразованных (более молодых?) отложений или катагенетические процессы нефти в залежи испытывают «торможение».

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В БОРТОВОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-МАНЫЧСКОГО ПРОГИБА

*Гаджиева Т.Р., Шульгина Т.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Восточно-Маньчский прогиб, по сравнению с другими тектоническими структурами, изучен в меньшей степени. В результате обобщения и анализа геолого-геофизического материала (Н.Т. Копылов, А.С. Горкушин, Н.Ф. Фролов и др., 1980г.) были составлены структурные карты Восточно-Маньчского прогиба, которые могут служить основой общих представлений о его строении. Южная граница Восточно-Маньчского прогиба проводится по северному склону Величаевско-Зимнеставкинской зоны поднятий и северо-западному склону Таловского валообразного выступа. В пределах изученной части Восточно-Маньчского прогиба представляется возможным выделить две положительные (Южно-Буйнакско-Песчаная, Арбалинско-Артезианская) и три отрицательные (Кумская, Степновская, Приморская) зоны субширотного простирания.

Наиболее изученной является Южно-Буйнакско-Песчаная зона, включающая Южно-Буйнакское, Витковское, Песчанное, Восточно-Песчанное, Озёрное локальные поднятия. Поверхность фундамента в пределах этой зоны погружается на северо-восток от 4650м до 5400м (рис. 1).

К западу от Песчаной структуры прослеживается зона (до 30 км) остаточных аномалий силы тяжести, рассматриваемая как область повышенного залегания фундамента. Не исключено, что с ней связана полоса распространения гранитов, аналогичных вскрытым на Южно-Буйнакской и Восточно-Песчаной площадях. Описываемая зона отделяется от Таловского валообразного выступа глубокой Степновской депрессией, имеющей субширотное простирание, сливающейся с восточной частью Приморской впадины. Поверхность фундамента в осевой части депрессии погружается с запада на восток от 5300 м до 6100 м. К северу от этой зоны поднятий, вдоль широтного течения р. Кумы, прослеживается глубокая Кумская депрессионная зона, соответствующая наиболее погруженной части Восточно-Маньчского прогиба, где выделяются два наиболее погруженных участка (Солнечный и Южно-Калининский) с глубоким залеганием поверхности фундамента, соответственно, 6100м и 6500 м.

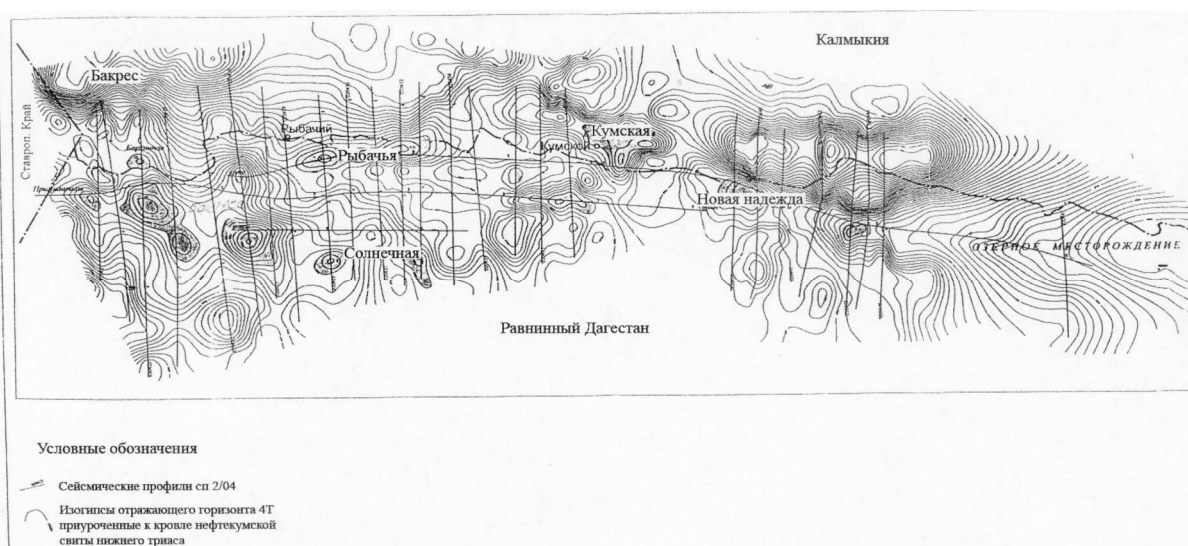


Рис.1. Структурная карта по отражающему горизонту T_{1nf} (Фрагмент Восточно-Маньчского прогиба) (По данным ОАО «Ставропольнефтегеофизика», выполнил К.А.Сабанасев, 2005г.)

К северу от Кумской депрессионной зоны намечается Арбалинско-Артезианский (Дадьинский) вал, в пределах которого сейсморазведкой выявлены Калининское, Бирюзакское и Даргинское поднятия.

Более северная часть Восточно-Маньчского прогиба изучена слабо. Результаты сейсмических исследований МОВ ОГТ треста «Грознефтегеофизика» в значительной степени пролили свет на строение зоны сочленения вала Карпинского и Восточно-Маньчского прогиба, которая проходит вдоль крупного регионального разлома с амплитудой до 2,5км.

Погребённый Восточно-Маньчский прогиб сложен мощной толщей (более 2км) триасовых отложений, которые резко выклиниваются от этого разлома на север к валу Карпинского, что подтверждается глубоким бурением на площадях Калининской и Даргинской. Интерпретация временных сейсмических разрезов (В.А. Ганиев и др.) и данные бурения показали, что северный борт и осевая часть Восточно-Маньчского прогиба осложнены системой надвиговых нарушений с падением плоскостей разрывов на север, по которым более древние породы палеозоя и нижнего триаса оказались надвинуты на средне- и верхнетриасовые отложения с амплитудой смещения до 600м (Андра-Ата, Бирюзакская). Это надвигание могло произойти только в условиях интенсивного тангенциального напряжения, когда в поздне триасовое и раннеюрское время вал Карпинского испытал инверсионный подъём, сопровождавшийся эффузионной деятельностью, на что указывает развитие вулканогенных образований в верхнетриасовых отложениях Восточно-Маньчского прогиба и в зоне его сочленения с валом Карпинского.

В настоящее время по состоянию геолого-геофизической изученности, в пределах Восточно-Маньчского прогиба, пока открыто ограниченное количество нефтяных и газовых месторождений [3].

Месторождение Озёрное в тектоническом отношении приурочено к погруженной части Восточно-Маньчжурского прогиба, осложнённого системой локальных поднятий. Озёрное двухкупольное поднятие было выявлено и подготовлено к бурению сейсморазведочными работами МОВ ОГТ в 1977-1978г.г. Поисковое бурение начато в 1981г., в результате чего в процессе бурения (скв.-1) в 1982г. при вскрытии известняков нефтекумской свиты (4426м) произошел неуправляемый фонтан нефти и газа.

В скважине-2 на глубине 4430м были вскрыты известняки нефтекумской свиты, при испытании которых получен промышленный приток нефти. В 1984г., с целью оценки промышленной нефтегазоносности восточного купола в сводовой части была заложена скв.-3, на северном склоне западного – скв.-5. Скважина-3 нефтекумскую свиту вскрыла на глубине 4685м, т.е. на 255м ниже, чем скв.-2, что не соответствует структурным построениям по данным сейсморазведки.

Пермо-триасовый переходный комплекс сложен мощной толщей терригенно-карбонатных отложений, полностью вскрытых скважиной-3. Верхняя часть этого комплекса, мощностью до 100м, сложенная глинистыми породами, условно относится к верхнему триасу. Ниже залегает толща, с чередованием глинисто-карбонатных сероцветных пород: аргиллитов, мергелей, глинистых известняков серого и тёмно-серого цвета, часто с буроватым оттенком. Суммарная мощность их увеличивается на восток от 580м – скв.2 до 840м – в скв.3. По возрасту, условно они относятся к ладинскому и анизийскому ярусам. В основании описываемой толщи залегает пачка глинистых известняков повышенной мощности, принимаемая за эквивалент «реперной» пачки анизийского яруса. Нижнетриасовые отложения, представленные оленекским ярусом, сложенные в верхней части, преимущественно, тёмно-серыми плотными аргиллитами, соответствующими демьяновской свите, а в нижней – плотными тёмно-серыми глинистыми известняками и аргиллитами култайской свиты. Суммарная мощность их, как и перекрывающих среднетриасовых отложений, возрастает в восточном направлении от 62м – в скв.2 до 125м – в скв.3.

Ниже залегает мощная толща нефтекумской свиты, но из-за отсутствия кернового материала литофациальные особенности могут быть охарактеризованы по результатам изучения шлама и интерпретации промыслово-геофизических исследований (Т.Г. Жгенти, В.В. Холодилов, Л.В. Крысанова). Нефтекумская свита по этим данным подразделяется на три пачки, залегающие, соответственно, в интервалах: 4685-5102м, 5108-5148м и 5166-5220м. Последние разделены слабопроницаемыми породами (аргиллитами и глинистыми известняками).

В интервале глубин 4685-5102м залегают светло-серые и белые микрозернистые трещиноватые глинистые известняки. Содержание нерастворимого остатка (НО) в них меняется от 25% до 0, составляя в среднем 5-8%, вторичная пористость меняется в пределах 0,1-4,1%. Тип коллектора – порово-трещинно-кавернозный, отдельные интервалы известняков доломитизированы. На основании повторных замеров стандартного и нейтронного гамма-каротажа, интервал 4685-4938м оценивается как продуктивный.

Интервал 5108-5148м сложен светло-серыми прослоями буровато-серыми сахаровидными крупно-, среднезернистыми трещиновато-кавернозными доломитизированными известняками с содержанием доломита от 2,2 до 8,7% и НО до 6,4%. Хотя эти породы характеризуются низкой вторичной пористостью, они обладают проницаемостью, о чём свидетельствует изменение кажущегося сопротивления во времени.

Состав нефтекумской свиты Озёрного месторождения характеризующихся сравнительно чистыми разностями карбонатных пород, существенно отличается от таковых по смежным площадям (Калининская, Даргинская и др.), где они сложены сильно глинистыми известняками и карбонатными аргиллитами. Указанное изменение в составе пород, видимо, связано с биогермной природой нефтегазоносности части разреза нефтекумской свиты Озёрного месторождения.

На площади Новая Надежда выявлена структура по отражающему горизонту T_{1nf} . Размеры структуры – 5,2 · 1,7км по изогипсе –5150 м. Ресурсы нефти категории C_3 составляют 5300 тыс. т. (рис. 2).

В 2007г. была пробурена на площади Новая Надежда скважина-1. По данным керна этой скважины нами были выполнены шлифы и определён вещественный состав пород триасового возраста.

В интервале 3736-3741м залегают песчаники мезомиктовые светло-серые крупнозернистые. Тип коллектора контактно-поровый.

В интервале 4080-4083м алевролит глинистый, слюдястый плотный, представлен кварцем – 60%, плагиоклазами – 10%, слюдами, присутствует халцедон в виде линзочек, алевролит (4356-4358м) серый, плотный, известковый. Видны следы фораминифер. Минералогически он представлен кварцем – 75%, плагиоклазом – 7-8%, слюдами. Имеются обломки кварца, кремния и эффузивов, также присутствует халцедон.

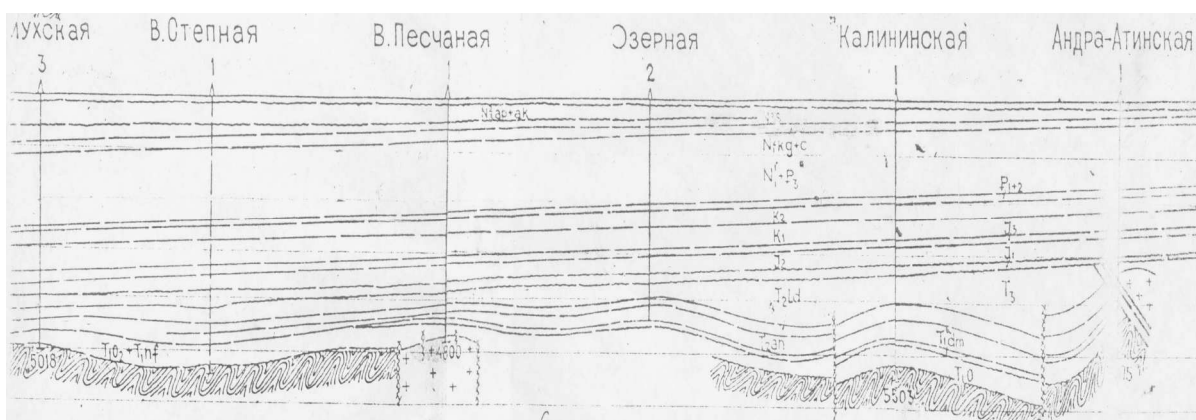


Рис.2. Геологический разрез Восточно-Манычского прогиба

В интервале 4924-4928м песчаники известковистые среднезернистые. Минералогически они представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, кварцевыми обломками, кремнистыми эффузивами.

Порода сцементирована глинисто-известковым материалом 17-20%. Содержится плохо сохранившаяся фауна, остатки водорослей, присутствуют оолиты.

Интервал 5274-5279,8м сложен светло-серыми, плотными доломитизированными известняками. Порода представлена, преимущественно, микрозернистой глинисто-карбонатной массой, которая содержит разные по величине тонкозернистые выделения кальцита, нередко с мозаичной структурой, доломита – в небольшом количестве и единичные округлые органические остатки, заполненные кальцитом. Участками глинистый материал концентрируется в линзовидные слои. Трещинки заполнены органическим веществом, присутствуют плохо сохранившиеся фораминиферы (глобигерины, милиолиды), а также в породе – обломки кварца, кварцита, кремния.

В наиболее погруженных (глубиной более 4,5км) участках (Озёрная, Восточно-Озёрная, Восточно-Песчаная, Новая Надежда и др.) известняки нефтекумской свиты отличаются, в основном, плотным пелитоморфным сложением. Их хемогенные разности имеют микрокрипто- и криптомикрозернистую структуры. В массе породы присутствуют в разном количестве разложившиеся и перекристаллизовавшиеся органические остатки, среди которых преимущественное развитие получили моллюски, брахиоподы, гастроподы, иглокожие, фораминиферы и водоросли. Органогенно-детритусовые разности цементируются крипто-, микрозернистым доломитизированным известняковым материалом, а в нижней, глинисто-известняковой части всех типов разрезов, количество глинистой примеси увеличивается до 50%, минералогически представленная гидрослюдами. Как показали термические исследования шлама из разных глубин разреза (CaCO_3 – 92,5-94,0%), известняки химически чистые. Местами они содержат седиментационный доломит (до 25%), что связано, вероятно, с незначительной перекристаллизацией известняков, затруднившей перераспределение магния. Исключением является верхняя часть разреза, которая находилась в зоне гипергенеза и относительно свободного водообмена. Здесь, наряду с заметной перекристаллизацией известняков, отмечается полная или частичная доломитизация, пятнами образовались седиментационно-диагенетические доломиты [1,2].

Перспективы нефтегазоносности связываются с разведкой залежи в нефтекумской свите и её разработкой.

Таким образом, коллекторские свойства известняков нефтекумской свиты претерпели сложную эволюцию и связаны, в основном, с вторичными процессами: перекристаллизацией, доломитизацией, выщелачиванием и трещиноватостью. В глубокопогруженных участках вторичные процессы наиболее интенсивно проявились в верхней части разреза, побывавшие в зоне гипергенеза. Первичная ёмкость сохраняется также в пещеристых органогенных постройках (Озёрная - б). В связи с этим, благоприятными для формирования залежей являются разного

рода положительные структуры (своды антиклинальных складок, приподнятые блоки, тела биогерм и пр.). В территориальном отношении дальнейшие перспективы нефтегазоносности можно связывать с бортовой частью Восточно-Маньчского прогиба.

С целью поисков газонефтяных залежей в нефтекумской свите (нижний триас) на Новонадеждинской структуре была пробурена скважина-1г. При забое 5250м в процессе бурения проведено испытание, в результате чего получен приток газа и конденсата. Пластовое давление составило 655,8 атм. В пределах бортовой части Восточно-Маньчского прогиба, кроме описываемых месторождений, сейсморазведкой выявлена ряд перспективных структур: Бешкольская, Восточно-Бешкольская, Южно-Озёрная, Бакресская, Рыбачья, Приграничная, Барханная и др., освоение которых требует специального подхода, заключающегося в переработке материалов сейсморазведки разных лет с целью повышения разрешающей способности сейсморазведки за счёт оптимизации соотношения сигнала-помех и выравнивания спектрального состава записи. Для выполнения интегрированной интерпретации материалов, моделирования и прогноза коллекторских свойств необходимо провести оцифровку и ввод в рабочую базу ИНПРЕС 3 данных электрометрии, РК и АК по пробуренным, в этом районе поисково-разведочных и эксплуатационных, скважин. По результатам проведённой интерпретации составить единый проект разведки всех выявленных перспективных площадей с определением очерёдности ввода их в разведку.

Литература

1. Джабраилов М.О., Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Особенности геологического строения и условия формирования нефтяного месторождения Озёрное в Дагестане.
2. Жгенти Т.Г., Беньяминов И.Б., Шульгина Т.А. и др. Состав и условия формирования коллекторов нефтекумской свиты Равнинного Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 41.
3. Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А. и др. Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающей территории Каспийского моря. Даг. книжное изд-во. Махачкала. 2001.

СЕКЦИЯ 2

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА

N-Q МАГМАТИЗМ БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ, ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ

Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Гольцман Ю.В.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

N-Q магматизм Большого Кавказа проявился после продолжительного (около 74 млн. лет) перерыва, длившегося с позднего мела. Мы полагаем, что молодой магматизм региона проявился в условиях совмещения геотектонической обстановки континентальной коллизии и геодинамического режима «горячего поля» (горячей точки) мантии [1 и др.].

На Большом Кавказе и его северной и южной перифериях выделяются три основных этапа молодой магматической активности [4; 10 и др.]: 1) позднемиоценовый; 2) плиоценовый; 3) четвертичный.

Продукты позднемиоценового этапа локализованы на северной и южной перифериях Большого Кавказа. Начало молодой магматической активности на северной периферии связано с образованием лакколлитов Кавказских Минеральных Вод (Большой Бештау, Бык, Развалка, Змейка, Джуца и др.), возраст которых около 8 млн. лет [6]. Магматические образования южной периферии развиты в пределах Центрально-Грузинской неовулканической области [10 и др.] и представлены покровами основных лав, возраст которых 6.4-6.1 млн. лет [5]. Они сосредоточены в пяти вулканических районах (с востока на запад) - Цхинвальском, Квасатальском, Горадзирском, Перевисском (Чиатурском) и Наманевском.

Лавы позднемиоценовых покровов Центрально-Грузинской области по составу обычно отвечают субщелочным, изредка щелочным базальтам. Они относятся к K-Na субщелочной, реже щелочной сериям. Молодые базиты обладают достаточно высокой магнезиальностью (0.56-0.67), а также повышенными концентрациями Sr, Ba и Nb, сопоставимыми с соответствующими концентрациями этих элементов в континентальных внутриплитных базальтах [5]. Позднемиоценовые гранитоиды КМВ северной периферии Большого Кавказа более разнообразны по составу – они включают граносиениты повышенной Mg#, граниты и лейкограниты с высокой суммой щелочных оксидов, приближающей их к щелочным гранитам.

У нас пока нет надежных данных о металлогенической специализации позднемиоценовых базитов южной периферии Большого Кавказа. С позднемиоценовыми массивами лейкогранитов КМВ южной периферии Большого Кавказа связано промышленное сульфидно-урановое оруденение. К сиенитам и граносиенитам приурочены скарноиды с убогой Pb-Zn минерализацией, локализованные в известняках и мергелях их экзоконтактов. Рудно-геохимическая специализация гранитоидов КМВ устанавливается как молибден-урановая (с золотом и вольфрамом) и полиметаллическая. Источниками урана могли являться высокодифференцированные разности гранитоидов – лейкограниты с повышенным количеством аксессуарных урансодержащих фаз, а также вмещающие толщи палеогенового возраста с повышенными содержаниями урана и органического вещества.

Мы полагаем, что позднемиоценовые базиты Центрально-Грузинской области являются продуктами мантийного источника «Caucasus» [8 и др.], которые возможно лишь слегка контактированы коровым материалом. Гранитоиды КМВ, по-видимому, формировались за счет плавления нижнекорового субстрата; изотопная и геохимическая специфика сиенитов и граносиенитов может быть объяснена процессами взаимодействия кислого гранитного расплава с магнезиальными карбонатными породами на глубинах 5 ± 2 км [3]. Лейкограниты сформировались за счет дифференциации гранитов, предполагающей фракционирование полевых шпатов и аксессуарных фаз, в первую очередь алланита [11].

Плиоценовый этап на Большом Кавказе знаменуется эксплозивной вулканической активностью (Чегемский вулканический центр) и практически синхронным развитием интрузивного магматизма (ряд плутонических комплексов, наиболее крупные из которых – эльджуртинский, джимарский и сангутидонский). В это же время, по мнению ряда исследователей [14], сформировались «древние» кислые игнимбриты и ассоциированные с ними вулканокластические породы северо-восточной части Приэльбрусья (3.0-2.75 млн. лет назад).

Около 2.8 млн. лет назад сформировались породы Чегемского вулканического центра [15]. В истории развития центра можно выделить три сближенные во времени главные фазы его активности. Первая фаза фиксируется извержениями вулканов Сурх и Крандух. В течение второй, наиболее продуктивной фазы образовались мощные пирокластические толщи Верхне-Чегемского и Нижне-Чегемского вулканических нагорий; в это же время сформировался интрузивный массив Джунгусу. Заключительная фаза активности центра связана с извержениями стратовулканов Кумтубе и Кюйгенкая. Породы начальной фазы по составу соответствуют андезибазальтам, второй наиболее продуктивной фазы – дацитам, риолитам, трахириолитам, а заключительной фазы развития центра – андезитам. Породы начальной и заключительной фаз – известково-щелочные образования, вулканы второй фазы отвечают К-Na субщелочной и известково-щелочной петрохимическим сериям при доминирующем значении последней.

Породы Чегемского вулканического центра имеют полиметаллическую (свинцово-цинковую) и молибденовую рудно-геохимическую специализацию. Появление кислого расплава, породившего риолиты, риодациты, дациты и гранодиорит-порфиры второй фазы развития центра, можно объяснить анатектическим плавлением сиалического субстрата и последующей кристаллизационной дифференциацией этого расплава; формирование пород среднего состава начальной и заключительной фаз может быть обусловлено смешением магм – риодацитовой и более глубокой андезито-базальтовой. К позднему плиоцену относится образование пород эльджуртинского (2.5-1.8 млн. лет назад) [16 и др.], джимарского (3.75-1.9 млн. лет назад) [7] и сангутидонского (2.5-1.6 млн. лет назад) [16 и др.] плутонических комплексов, которые слагают соответственно Эльджуртинский и Джимарский гранитоидные массивы, а также дифференцированные от диоритов до гранитов Теплинский и Сангутидонский массивы. Гранитоиды Эльджуртинского массива представлены гранитами и лейкогранитами Na-K типа. Породы Джимарского, Теплинского и Сангутидонского массивов – это преимущественно диориты и гранодиориты нормальной щелочности K-Na типа, с высокими концентрациями Ti и Mg.

Плиоценовые гранитоиды Эльджуртинского массива имеют W-Mo-Sn-Cu - полиметаллическую, а Теплинского и Сангутидонского массивов – Cu-Mo-порфировую металлогеническую специализацию. Гранитоиды Эльджуртинского массива, вероятно, являются производным водного плавления корового субстрата как первично-изверженной, так и метасадочной природы; лейкограниты могут быть дифференциатами мусковит-биотитовых гранитов [12]. Происхождение гранитоидов других массивов можно объяснить либо плавлением мафического протолита и смешением с кислыми коровыми выплавками [17], либо смешением в глубинном магматическом очаге мантийных базитовых магм с выплавками из корового субстрата [7].

Продукты новейшего (четвертичного) этапа магматической активности Большого Кавказа развиты в Эльбрусской и Казбекской неовулканических областях [10 и др.].

Четвертичные вулканы Эльбрусской области сосредоточены лишь в пределах одноименного вулканического центра. В истории развития Эльбрусского центра (от ~950 до менее 30 тыс. лет назад) выделены пять фаз активности [4; 8; 9 и др.]. Породы начальной фазы по составу соответствуют андезибазальтам, трахиандезибазальтам и дацитам, а последующих фаз развития центра – риолитам, дацитам, трахидацитам, изредка андезитам и трахиандезитам. Породы начальной фазы отвечают известково-щелочной и K-Na субщелочной сериям, вулканы последующих фаз – это большей частью известково-щелочные образования.

Новейшая вулканическая активность в Казбекской области (от ~450 до менее 30 тыс. лет назад) протекала в течение четырех фаз [4] в основном в пределах Джавского Кельского, Казбекского и Кабарджин-Сакохетского центров. Породы Джавского центра – это практически исключительно андезиты. Вулканы Кельского центра представлены спектром пород от андезитов (трахиандезитов) до риолитов. По составу они обычно отвечают породам известково-щелочной, изредка K-Na субщелочной серий. Состав пород Казбекского центра варьирует от андезибазальтов (трахиандезибазальтов) до дацитов при доминирующей роли вулканических андезитового состава: подавляющее их большинство относится к известково-щелочной, иногда к K-Na субщелочной сериям. Породы Кабарджин-Сакохетского центра представлены спектром пород от субщелочных базальтов до дацитов. Это преимущественно известково-щелочные образования. Для четвертичных вулканов Большого Кавказа в целом характерна полиметаллическая (свинцово-цинковая) рудно-геохимическая специализация.

В подавляющем большинстве случаев материнские магмы новейших вулканов Большого Кавказа генерировались за счет многокомпонентного источника: мантии и континентальной коры [1; 8; 13 и др.]. Выявлено, что специфика вещественного состава пород в первую оче-

редь обусловлена процессами ассимиляции, включающей как смешение геохимически различающихся кислых (обычно коровых) и базитовых (преимущественно мантийных) расплавов, так и контаминацию последних материалом вмещающих коровых пород. Мы полагаем, что наиболее вероятным резервуаром, продуцирующим мантийную компоненту гибридных расплавов новейших вулканитов Большого Кавказа, является источник (вероятно, нижнемантийный) «Caucasus» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7041\pm 0.0001$, $\epsilon_{\text{Nd}}=+4.1\pm 0.2$ при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.11-0.14$) [2; 8]. Расплавы, генерируемые этим резервуаром, соответствуют K-Na субщелочным базальтам, обогащенным Sr и Nd. В качестве коровых источников, продуцирующих кислую компоненту гибридных расплавов новейших вулканитов Большого Кавказа, предполагаются ниже- и верхнекоровые резервуары [1]. Для Эльбрусского центра наиболее вероятным источником корового вещества являлись палеозойские гранитоиды и метаморфические образования варисцид Большого Кавказа [8].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00933 и № 11-05-00726) и Программы № 4 Фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа. // Автореф. дис. канд. г.-м. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
2. Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. Изотопно-геохимические и геофизические свидетельства нижнемантийного источника «Caucasus» Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса. // Тезисы докладов XI Всерос. петрограф. совещ. Т. I. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2010. С. 84-85.
3. Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеев А.С. и др. // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С.227-256.
4. Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Пред. ред. коллегии акад. Н.П. Лаверов. М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. 280 с.
5. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // ДАН. 2006. Т. 408. №4. С. 517-522.
6. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Авдеев А.С. и др. // ДАН. 2006. Т.410. №1. С.95-100.
7. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. // Геохимия. 2009. № 6. С. 582-602.
8. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. // Геохимия. 2010. № 1. С. 45-73.
9. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 232-238.
10. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
11. Носова А.А., Сазонова Л.В., Докучаев А.А. и др. // Петрология. 2005. Т. 13. № 2. С.139-178.
12. Носова А.А., Докучаев А.А., Дубинина Е.О. и др. Три типа рудно-магматических систем позднеколлизонных неогеновых гранитоидов Кавказа: изотопно-геохимические особенности гранитоидов и состав коровых протолитов // Науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. акад. Ф.В. Чухрова. Москва: ИГЕМ РАН. 2008. С. 152-156.
13. Попов В.С. // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 3-23.
14. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 2. С.247-252.
15. Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V.134. P. 377-391.
16. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. № 117. P.393-406.
17. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. // Treatise on Geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 2004. №3. P. 350-410.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИНЕЙНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ДАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА.

Буравлева Е.Н., Ненахов В.М.

Воронежский государственный университет

Даховский кристаллический массив (ДКМ), расположен в западной части зоны Передового хребта, представляет собой складчато-глыбовую структуру, образованную метаморфической гнейсово-амфиболитовой толщей, прорванной палеозойскими гранитоидами и отделяющуюся от мезозойских отложений терригенным и серпентинитовым меланжем [Сомин, 2007].

Коренные породы ДКМ изучаются уже много лет, в то время как корам выветривания до сих пор должного внимания не уделялось. В тоже время наличие в Ставрополье целой группы россыпных Ti-Zr месторождений предполагает снос с территории Большого Кавказа [Кременецкий и др., 2008]. Как известно, процессы корообразования являются важнейшим фактором образования россыпей, способствующим освобождению аксессуарных минералов из материнской породы для дальнейшего переноса и концентрации. Учитывая, что площадные коры выветривания палеоген-неогенового возраста для Кавказского региона не характерны, логично встает вопрос о существенной роли линейного корообразования. В этой связи изучение линейных кор выветривания является важнейшей и актуальнейшей задачей, способствующей про-

лить свет на формирование рудного потенциала Ti-Zr россыпных месторождений Ставрополя. В этой связи был изучен вещественный состав линейных кор выветривания по гранитоидам, серпентинитам и кристаллическим сланцам. Исследования проводились различными методами: рентгенофазовым, минералогическим, ПКСА и микрозондовым. Линейные коры выветривания приурочены к зонам повышенной дезинтеграции кристаллических пород, которые контролируются зонами тектонических разрывных нарушений. Зоны тектонических нарушений главным образом ориентированы в субмеридиональном направлении и обладают чаще всего субвертикальным падением. Мощность зон колеблется от 0,5 – 1 м до 20 - 25 м. К основной зоне разлома приурочено русло р. Белая. Как правило, коры выветривания фиксируются в опережающих главную зону разрывных нарушениях. Главными гипергенными минералами линейных кор выветривания являются каолинит, гидрослюда и в меньшей степени другие минералы, в т.ч. карбонаты и хлорит. Минеральный состав кор выветривания изучался с помощью рентгенофазового анализа.

Коры выветривания по гранитоидам развиты в районе г. Трезубец. Размах линейного корообразования, судя по естественному врезу, достигает 200 – 250 м, при мощности от 1 м до 15 – 20 м. Насчитывается несколько зон линейного корообразования, ориентированных субпараллельно, на отдельных участках, соединяющихся между собой диагональными структурами. Внешне кора выветривания имеет бурый, желтовато-коричневый цвет. Визуальные признаки гранитоидов (массивная текстура, среднезернистая структура) сохраняются. Гранитоиды превращены в рыхлую массу за счет превращения ПШ в каолинит и разложения темноцветных минералов, сопровождающихся замещением их гидрослюдой. Соотношение каолинита и гидрослюда по данным рентгенофазового анализа 45 к 5% соответственно. В общей массе присутствуют реликты неизмененного ПШ (до 50%).

Кора выветривания по гранит-аплитам. Внешне кора выветривания имеет светло-серый цвет с коричневатым оттенком. Гранит-аплит подвергался процессам выветривания менее интенсивно, чем гранитоиды. Выветривание главным образом происходило по трещинам и выразилось в значительной степени ожелезнением поверхности трещин. Соотношение каолинита и гидрослюда 20 к 30 % соответственно. В общей массе вещества по трещинам присутствуют ПШ 20%, кальцит 30% и единичные зерна кварца. Доминирование гидрослюда над каолинитом свидетельствует, по-видимому, о том, что гранит-аплит является более монолитной породой, слабо трещиноватой и поэтому менее затронутой процессами каолинизации.

Кора выветривания по кристаллическим сланцам мало чем отличается от коры выветривания по гранитоидам. Она также приурочена к опережающим структурам. Конкретно кора выветривания была изучена в правом борту ручья Сюк (где представлена в виде ниши) во врезе дороге, ведущей к штольне №3. Мощность колеблется от 0,2 до 0,5 м. Внешне кора выветривания имеет светло-серый цвет с зеленоватым оттенком. Представлена обломками неизмененных пород, размером 0,5 – 1 см. Кора выветривания сохраняет структурно-текстурные признаки кристаллических сланцев. Соотношение каолинита и гидрослюда меняется от 90 к 5% (в пробе 17/08) до 25 к 10% (в пробе 20/08). Помимо них в пробах присутствуют реликты ПШ от 5% до 45% (соответственно пробы 17/08 и 20/08), кварц 40%, хлорит 10%.

Кора выветривания по серпентинитам имеет более сложную морфологию, чем у гранитоидов и кристаллических сланцев, т.к. приурочена к интенсивно меланжированным породам. Как правило, это взаимно пересекающиеся разноориентированные структуры с раздувом и в зонах пересечения. Для изучения были отобраны пробы как в борту р. Белая, так и приводораздельной части правого борта ручья Сюк. Мощность коры колеблется от 0,4 до 1,5 м. Внешне кора выветривания имеет светло-серый цвет с зеленоватым оттенком и представлена обломками неизмененных пород, размером до 0,5 см. Наблюдается система трещин, поверхность которых в значительной степени ожелезнена. В коре выветривания доминирует содержание хлорита 35%, каолинита составляет 15%, а гидрослюда полностью отсутствует. Также присутствуют реликты серпентина 50%. Существует два варианта объяснения наличия каолинита в коре выветривания по серпентинитам. Согласно первому в первичном составе серпентинитов иногда отмечается существенное количество Al. Так, по данным Г. В. Бриндли, существуют алюминий-содержащие серпентиновые минералы с химической формулой $(Mg_{2.5} Al_{0.5})(Si_{1.5} Al_{0.5})O_5(OH)_4$ [Бриндли, 1965]. Согласно второму варианту объяснения – алюминий привносится частицами алюминий-содержащих минералов в процессе вмывания. Это могут быть и слюды, и ПШ, и др. алюмосиликаты. Кроме того, степень и характер преобразования серпентинитов зависит не только от вмывания, но и от условий промываемости. Доказано, что нонтрони-

товый профиль образуется при ограниченной промываемости когда щелочные и щелочноземельные элементы накапливаются в коре. А при хорошей промываемости пород происходит полный вынос щелочных и щелочноземельных элементов и образуется каолиновый профиль.

Таким образом, на основании изучения состава кор выветривания с помощью рентгенофазового анализа установлено, что в не зависимости от материнского субстрата доминирующими минералами являются каолинит и гидрослюда. Исходя из этого, можно сделать вывод, что степень зрелости линейных кор выветривания достигает третьей стадии (кислой сиа-литной).

Несмотря на то, что гидрослюда и каолинит доминируют, вне зависимости от материнского субстрата, количественное их соотношение достаточно резко меняется в зависимости от состава материнских пород. Так сумма каолинита и гидрослюды к породам салического ряда колеблется от 20 до 100% (в гранитоидах) и от 30 до 85% (в кристаллических сланцах), в то время как по ультраосновным породам сумма не превышает 15%. При этом если количество других минералов (хлорита и карбонатов) не превышает 45%, то по ультраосновным породам возрастает до 80%. Характерно и различное поведение элементов-примесей в зависимости от материнского субстрата. Так для серпентинита отмечается повышенное содержание элементов не характерных для ультраосновных пород (таких как Y, Yb), что, по-видимому, связано с привнесением за счет вмывания частиц кристаллических сланцев и гранитоидов, широко распространенных в сопряженных структурах. Это отчетливо видно на графике, где большинство литофильных, а так же халькофильных элементов характеризуются повышенными содержаниями. Содержание элементов-примесей в гранитоидах испытывают резкие вариации, подчеркивая различную их подвижность в коре выветривания.

Таким образом, химизм процессов линейного корообразования в значительной степени зависит от продуктов вмывания.

Для изучения состава акцессорных минералов в зоне гипергенеза (на примере коры выветривания по гранитоидам) пробы обрабатывались по схеме: дробление – расситовка – обогащение в промывочном лотке – разделение бромформом - сепарация магнитом Сочнева. Состав акцессорных минералов гранитоидов ДКМ достаточно разнообразен. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, пиритом, сфеном, апатитом, магнетитом, ильменитом.

Циркон имеет ярко выраженный желтоватый цвет, прозрачный, кристаллы крупные, наблюдаются газово-жидкие включения, а также удлиненные кристаллы рутила. Характерна высокая трещиноватость. Тип циркона гиацинтовый, реже цирконовый, в единичном случае встречен циркон копьевидной формы [Золотарева, 2009]. *Пирит* часто встречается в виде тесных сростаниях с пирротинном, причем последний образует ромбические таблички вокруг додекаэдрических кристаллов пирита. Для пирита характерна черная рубашка, но в целом затронут процессами вторичного преобразования незначительно. *Anatim* представлен гексагональными, прозрачными, неокрашенными призмами.

Таким образом, акцессорные минералы в гранитоидах не затронуты существенными вторичными преобразованиями, за исключением пиритов, которые в значительной степени окислены лишь с поверхности. Это свидетельствует о скоротечности процесса корообразования.

Работа выполнена по проектам № П-1331; № 16.740.11.0188 ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы».

Литература

1. Сомин М. Л. Структурная позиция и геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Большого Кавказа и Кубы. М.: Российская Академия Наук Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 2007, 56 с.
2. Кременецкий А.А., Ненахов В.М., Золотарева Г.С., Веремеева Л.И. Реконструкция условий формирования Ti-Zr россыпей Центральной России в системе коренной источник-россыпь. // Месторождения природного и техногенного минерального сырья : геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поисков, экологическая геология : материалы междунар. конф., посвящ. 90-летию Воронеж. гос. ун-та, г. Воронеж, 12-16 нояб. 2008 г. - Воронеж, 2008. - С. 125-127. - 0,2 п.л.
3. Бриндли, Г.В. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Г.В. Бриндли.- М.: Мир, 1965. -4 с.
4. Золотарева Г.С. Типоморфизм и типохимизм минералов титан-циркониевых россыпей воронежской антеклизы как критерий реконструкции условий их формирования / Г.С.Золотарева / Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Воронеж : Изд-во ВГУ, 2009. - 24 с.

ТЕРРАСОВЫЕ ПОВЕРХНОСТИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Идрисов И.А.

Институт геологии ДНЦ РАН

Кавказско-Каспийский регион относится к территориям с чрезвычайно сложной динамикой изменений природных объектов. Среди основных внешних факторов можно отметить следующие: изменения уровня Каспийского моря и климата региона. По нашим данным эти параметры в регионе меняются асинхронно, в соответствии с внутренними для каждого особенностями [1]. В зависимости от специфических, для каждого параметра, состояний активизируются различные экзогенные процессы. При определенных условиях эти процессы приводят к образованию выровненных поверхностей. При этом можно отметить несколько крупных генетических групп подобных поверхностей: морские террасы, осложненные аккумулятивными и эоловыми формами; речные террасы; конусы выноса; зоны накопления лёссовидных отложений; плоские участки, образованные запрудными озерами; пенеplenезированные поверхности, а также тектонически обусловленные плоские участки осевых зон синклиналей и антиклиналей (не будут нами рассмотрены).

Следует указать, что эти поверхности смогли сохраниться до настоящего времени благодаря специфическому стечению обстоятельств, что определяет значительное разнообразие реально сложившихся природных особенностей на той или иной поверхности и многообразии современного состояния различных частей даже одной и той же формы рельефа, которые за время после своего обособления приобрели множество индивидуальных особенностей.

Каспийское море – это быстро меняющийся во времени природный объект, его характеризует наибольшая степень и детальность изучения [2, 3, 4], а также тщательность разработанных для него палеогеографических схем. Изменение различных параметров объекта зависит от сложного сочетания изменения внешних факторов и внутренней динамики. К настоящему времени существует множество различных, подчас противоречащих друг другу взглядов на взаимоотношение между различными процессами и их влиянием на развитие различных компонентов геосистем Каспийского моря.

К настоящему времени имеется относительный консенсус по поводу выделения различных террасовых уровней. В целом выделяют несколько крупных этапов развития моря в плиоцен-плейстоцене (акчагыльский, апшеронский, бакинский, хазарский, хвалынский, новокаспийский). Отложения бакинского времени образуют наклонные, сильно эродированные участки, в основном представлены изолированными останцами в области низкогорного (Предгорного) Дагестана, на высотах от +200 до +500м. Для хазарского этапа выделяют террасы высотой +170, 150, 130, 105, 80м [5]. По нашим данным также имеется еще одна терраса этого этапа высотой примерно +60м. Для хвалынского этапа уровень моря изменялся в интервале от +50 до -100м [2]. К настоящему времени наиболее изучены отложения, залегающие выше современного уровня моря. Для зоны ниже -28м выделение отдельных стадий дискуссионно. Можно отметить следующие уровни (террасы): +50, 35, 22, 14, 10, 6, 0, -5, -10, -12, -16м. Для участков ниже 20м выделяется новокаспийский этап со сложными изменениями уровня моря [4]. Всего можно выделить порядка 20 террас разной высоты. Характерно, что морские террасы формировались при различных внешних условиях, например, раннехвалыньские в условиях сильного похолодания, позднехазарские в предшествующее межледниковье в более теплом климате, чем в современности и т.д.

Характерно, что климат предшествующих межледниковий был существенно теплее и влажнее современного. Так по данным, споро-пыльцевых исследований лёссовидных пород Восточного Предкавказья (Буденовское, Отказное) [6] в микулинское межледниковье на низменностях произрастали вязово-дубовые, дубовые и дубово-грабовые леса, а в предшествующие Черепетьское и Чекалинское межледниковья даже грабовые и прочие широколиственные леса. Это свидетельствует о чрезвычайно резких изменениях природной среды во время различных этапов развития природы региона. Террасы хазарского возраста характеризуются пологонаклонными площадками, интенсивным эрозионным расчленением, часто представляют собой останцы вдоль передовых хребтов Кавказа, возраст их формирования от 90 до 200 тысяч лет. Террасы хвалыньского возраста практически плоские, расчленены слабо, формируют большую часть низменностей Дагестана и оконтуривают сильно расчлененные более древние террасы, имеют множество замкнутых впадин, солончаков, озер, болот и т.д. Они формировались между 16 и 9 тыс. лет назад. Террасы новокаспийского возраста отличаются чрезвычайно молодой

стью, повсеместным засолением, для большей части время формирования менее 400 лет, для отдельных участков менее 7 тысяч лет.

Следует отметить, что в первой половине 20 века, когда была слабо разработана периодизация отложений моря, практически не были изучены морские террасы, выделялись 1-я, 2-я, и 3-я древнекаспийские террасы [7]. Как показано выше, к настоящему времени накоплен большой объем данных и использовать в современных публикациях подобные устаревшие представления недопустимо, к сожалению, такие случаи все еще встречаются в литературе по смежным отраслям знания. Хотелось бы, чтобы авторы тщательнее подходили к описанию геоморфологических особенностей и оперировали современными данными, установленными по истории развития Каспийского моря. Например, в отдельных публикациях приводятся альтернативные взгляды на хронологию крупных этапов развития Каспийского моря. В частности в работе [8] указано: «вторая половина хазарского века... совпадала с лихвинско-днепровским межледниковьем» или «конец нижнехвалынской трансгрессии совпал с днепровско-валдайским межледниковьем», что вызывает недоумение. К сожалению, появление подобных представлений в настоящее время связано с чрезвычайно слабой информированностью широких научных кругов с современной специализированной палеогеографической информацией. Наша работа является одной из попыток заполнить этот пробел для данного региона.

Речные террасы и конусы выноса формировались в тесной зависимости от изменений климата и уровня базиса эрозии (моря). Для всех изученных нами рек региона хорошо выражены террасы новокаспийского времени (голоцен). Здесь развиты террасы высотой +6, +4 метра, а также современная пойма (часто из двух уровней). Эти террасы прекрасно выражены в нижних частях долин рек Шура-озень, Манас-озень, Уллучай (Буган), Самур. Для более высоких террас существует большое разнообразие взглядов о возрасте, многие существующие представления нуждаются в значительной корректировке [7, 9]. Во многом это связано с отсутствием современных данных определения абсолютного возраста этих объектов. Это в свою очередь прямо связано с явным недостатком работ по данному направлению, за последние 20 лет.

По нашим данным на формирование речных террас региона большое влияние оказали несколько плейстоценовых оледенений. По итогам предварительного изучения нами выявлено наличие 3 крупных генерации оледенений плейстоцена в бассейне реки Самур. Для реки Сулак мы также в целом можем говорить минимум о 3 оледенениях и связанных с ними тремя уровнями речных отложений, однако эти данные предварительные. Самая нижняя генерация связана с таянием последнего (позднеплейстоценового) оледенения. Для центрального Кавказа – его аналог Безенгийское оледенение. Эти отложения образуют современные конусы выноса рек Сулак и Самур. Породы конусов представлены мощными толщами (до 50 и более метров) галечников. Для рек характерны широкие поймы, которые слабо врезаны в поверхности конусов. Этот конус выноса образовался в конце последнего ледникового, то есть относительно недавно, что способствовало отсутствию значительных эрозионных врезов и накоплению на его поверхности толщ лёссовидных пород. Выше этого конуса в долине р. Самур нами установлено широкое развитие галечниковых толщ перекрытых мощным покровом (порядка 30 м) лёссовидных отложений с несколькими погребенными почвами. Схожие отложения выявлены в долине реки Сулак. Эти породы распространены также в междуречье рек Самур и Гюльгерычай. По этим отложениям проходит федеральная автодорога и начальная часть а/д Магарамкент-Ахты. По нашим данным эти породы являются следами предпоследнего, т.е. среднеплейстоценового оледенения (аналога Днепровского). Во всяком случае, перекрытие толщи галечников мощной сложно построенной толщей субэвральных лёссовидных пород свидетельствует о значительном перерыве между временем формирования двух толщ галечников.

По нашему мнению эти отложения являются следами деградации оледенения более крупного, чем позднеплейстоценовое. Этот вывод подтверждается чрезвычайно большой площадью развития данной галечниковой толщи. В частности они встречаются к северу от конуса выноса на расстоянии более 40 км от русла р. Самур, вдоль склонов возв. Паласа-сырт вплоть до современной долины р. Рубас. Характерно, что в галечники врезана терраса позднехазарского возраста высотой +80м. А непосредственно в толще галечников обнаружена малакофауна определенная Хлопковой М.В. как раннехазарская (то есть среднеплейстоценовая синхронная Днепровскому оледенению). Таким образом, широко распространенные взгляды о незначительности среднеплейстоценового оледенения Кавказа не подтверждаются нашими данными. Эта галечниковая толща, таким образом, может быть датирована уверенно. Выше нее по нашим данным располагаются еще одна (возможно две) генерации более древних конусов выноса.

Они, безусловно, представляют собой следы более древних оледенений, чем конус выноса верхнего из среднелейстоценовых оледенений.

Более того, согласно данным [10] в среднем плейстоцене для нижнехазарских отложений выделяются минимум две зоны, сопоставляемые с холодными периодами, в частности с солоноватоводными и холодными бассейнами (эвскинским и древнеэвскинским) Понта (Черного моря), разделенные более соленым и значительно более теплым бассейном (узунларским). Для раннехазарского времени также выделяется минимум два периода относительно холодных условий. Также обращает на себя внимание большое число морских террас хазарского возраста, которые при корреляции с конусами выноса реки Сулак или Самур не позволяют ограничиться выделением только одной генерации речных террас. Уровень морской террасы не может быть ниже уровня речной террасы, которая формировалась за счет подпруживания реки стадией моря, создавшей морскую террасу. Соответственно если террасы хазарского возраста развиты до абсолютных отметок в 170 м, то все речные террасы подобных высот, в зоне их выхода на равнину, не могут быть моложе хазарского (среднелейстоценового возраста).

В этой связи мы полагаем, что в среднем плейстоцене (раннем хазаре) в регионе было минимум два крупных ледниковых периода. Эти данные подтверждаются исследованиями лёссовидных пород Ставропольской возвышенности, где для среднего плейстоцена также выделяется несколько этапов похолодания [6, 11]. Эти оледенения Восточного Кавказа можно соотнести с Днепровским и Калужским оледенениями Северной Европы. Следует отметить упоминание в [12]: «Ледниковые языки в главных троговых долинах Северного склона Центрального Кавказа во время терского и максимальной стадии (первой) безенгийского оледенения достигали длины в несколько десятков километров, доходя до куэсты Скалистого хребта...». На наш взгляд первая стадия Безенгийского оледенения и все Терское оледенения будут соответствовать описанным выше двум среднелейстоценовым оледенениям Восточного Кавказа.

Для более раннего периода развития территории можно говорить о нескольких этапах стабилизации рельефа, сменявшихся периодами резкой активизации эрозионных процессов. Для интервалов в сотни тысяч и миллионы лет определяющее значение оказали неотектонические процессы, которые были осложнены изменениями базиса эрозии и климатогенными процессами. В целом можно отметить несколько периодов образования выровненного рельефа [12]: доплиоценовый (древнее 8 миллионов лет) – образовались шахдагская и салаватская поверхности, формировались до глубочайшей и длительной балаханской регрессии Каспийского моря; позднеакчагыльско-апшеронский (3,3-0,9 миллиона лет) – формировалось несколько поверхностей, этот длительный этап прервался глубокой тюркянской регрессии Каспийского моря, спровоцировавшей сильнейшую эрозию. История развития рельефа данного времени во многом дискуссионная.

Выявленное многообразие террасовых поверхностей региона определяется сложной историей его развития. Наиболее разработаны схемы для близких к современности этапов, для более древних детальность палеогеографических реконструкций резко падает.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-06-12020-офи-м-2011

Литература

1. Идрисов И.А. Ландшафтно-геохимические особенности Приморской зоны Дагестана. М., Дисс.канд.геогр.наук. 2006. 154с.
2. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря / Тр. ГИН АН СССР, 1957. Вып. 10. 298с.
3. Свиточ А.А., Селиванова А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья / К XV конгрессу INQUA. М., 1998. 291с.
4. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268с.
5. Янина Т.А., Рычагов Г.И. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ. 2010. С.454-457.
6. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
7. Голубятников В.Д. Морские и речные террасы Дагестана. Тр. АИЧПЕ. Вып. III. М., 1937. С.30-52.
8. Шальнев В.А. Ландшафты Северного Кавказа: эволюционный подход и современное состояние. Ставрополь. 2007. 253с.
9. Никитин М.Ю. Речные террасы и новейшая тектоника горного Дагестана (бассейн р. Сулак). Бюллетень московского общества испытателей природы. Отд. Геологический. Т. 54, Вып. 5. М., 1979. С.88-104.

10. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. на соиск.уч.степени д.г.н., М., 2009. 42с.
11. Трофимов В.Т., Балькова С.Д., Андреева Т.В. и др. Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии. М.: КДУ, 2008. 608с.
12. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа, М.: Недра, 1964. 484с.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ: ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ, КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Исаков С.И., Газеев В.М.**, Гурбанов А.Г.**, Докучаев А.Я.**, Лексин А.Б.***

**Институт геологии ДНЦ РАН, г. Махачкала, isakov_156@mail.ru*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ)*

История исследования. Одна из характерных особенностей кайнозойских отложений, развитых на территории Кавказа и Предкавказья - присутствие в них прослоев и линз пеплов (тефры). Впервые они отмечены Г.В. Абигом в 1863 году в Закавказье на Апшеронском полуострове, Н.И. Андрусовым в 1904-1911 годах на Таманском и на Керченском полуостровах, В.П. Рентгартенем в 1910 году на Центральном Кавказе в окрестностях города Нальчика. Первая сводка данных, касающихся вулканических пеплов Кавказа и Закавказья, опубликована в 1914 году П.Н. Чирвинским. По уменьшению размерности обломков стекла и темноцветных минералов им впервые определено направление переноса и показано, что Челекенские пеплы имеют источник в Закавказье. А.А. Дубянский в 1928-1940 годах описал пеплы в плейстоценовых и акчагыльских отложениях Воронежской области. П.А. Православцев в 1930 году обнаружил вулканический пепел дацитового состава на правом берегу р. Кубань у станции Темир-Жбекской Краснодарского края. Предположительно, время извержения отнесено им к миндельрисской межледниковой эпохе, а источник – к недействующим ныне вулканам Кавказа. А.А. Якубов в 1936 году публикует сводку данных о вулканических пеплах Апшеронского полуострова. На основании сопоставления химического состава пепла с лавами Большого и Малого Кавказа им сделан вывод о происхождении пепла из вулканических очагов Малого Кавказа. Тем самым он подтвердил правильность выводов П.Н. Чирвинского. Н.С. Боганик в 1948 году описал линзы пепла в долине р. Подкумок, установленные вблизи железнодорожных станций Подкумок, Скачки и станиц Константиновка, Лысогорская, где они участвуют в строении вюрмских террас. Н.Н. Карлов в 1957 году рассмотрел историю изучения вулканических пеплов Европейской части СССР [1]. Н.И. Схиртладзе в 1964 г. использовал пеплы для датирования вулканических образований. В.И. Муравьев изучил стекла в пеплах базальтового состава из палеоценовых отложений Южного Поволжья и пришел к выводу о незначительном их удалении (первые сотни километров) от вулкана, который был расположен в сопредельном с Поволжьем регионе [3]. В.Ю. Лаврушиным описан горизонт пепла в верхнехазарских слоях Нижнего Поволжья [2]. По результатам геохимических исследований сделано заключение об идентичности их состава с вулканиками Эльбруса из района р. Бийтик-Тебе. В.У. Мацапулин и др. в 2007 г. отмечает, что в Дагестане известно несколько десятков проявлений пеплов в сармате, акчагыле, апшероне и в четвертичных отложениях, которые эти авторы относят к проявлениям местного Дагестанского вулканизма [5]. Детальным исследованием пеплов сармата и верхнего меотиса Керченско-Таманского полуостровов в 2006 году занимались Ю.В. Ростовцев, О.В. Парфенова. По результатам исследований ими сделан вывод о том, что пеплы сармата относятся к нормальному, субщелочному или умеренно-щелочному типу ($SiO_2=74-77\%$, $Al_2O_3=12-14\%$, сумма щелочей 6-8%). Пеплы верхнего меотиса преимущественно субщелочного и щелочного типа ($SiO_2=66-69\%$, $Al_2O_3=17-19\%$, сумма щелочей 10-13%). Источниками Керченско-Таманских пеплов являлись, по их мнению, вулканические центры Закавказья, расположенные в пределах Южной Грузии и Центрально-Армянской области.

Приведенный выше краткий исторический обзор литературы, посвященной изучению отложений пеплов на территории Кавказа и Предкавказья, свидетельствует о значительной распространенности пеплов в неоген-четвертичных толщах, о неоднородности их состава и разнообразии регионов, откуда он был привнесен.

Источники. Как было отмечено выше, горизонты пепла, которые можно использовать в качестве маркирующих горизонтов (возрастных уровней), присутствуют в районах вулкани-

ческих построек и на значительном (сотни километров) удалении от них. По составу они варьируют от базальтов, андезибазальтов до андезитов, дацитов и риодацитов. В Казбекском вулканическом районе нами изучены пеплы андезитового состава, вскрытые в карьере на правом борту р. Малая Лиахва ($\text{SiO}_2=62.5\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.1\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.4$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.14$, содержание $\text{Rb}=74$ г/т). Видимая мощность пеплового горизонта, в котором обнаружены кости крупных млекопитающих, более 10 м. Изучены пемзы, имеющие дацитовый состав ($\text{SiO}_2=67.8\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.3\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.5$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.17$, содержание $\text{Rb}=66$ г/т), из реликтовых отложений озерной толщи Кельского плато. В пределах Терско-Каспийского краевого прогиба опробован горизонт кристаллокластического туфа дацитового состава ($\text{SiO}_2=65.0\%$, $\text{K}_2\text{O}=2.5\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.8$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.14$, содержание $\text{Rb}=77$ г/т) свиты Руах-Дзуар. Эти объекты имеют близкие содержания: $\text{K}_2\text{O}=2.1-2.5\%$, $\text{Rb}=66-77$ г/т и практически не отличаются от имеющихся в этих районах эффузивов. В Эльбрус-Чегемской вулканической области изучены пеплы андезибазальтового состава ($\text{SiO}_2=54.7\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.2\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.8$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.14$, содержание $\text{Rb}=63$ г/т) на вулканическом останце горы Крандух и пеплопроявления Эльбрусского вулканического центра, которые мы рассмотрим более подробно.

Вулканическая постройка горы Эльбрус - сложное геологическое сооружение, сформированное в результате деятельности нескольких разновозрастных вулканов. Здесь практически всеми исследователями выделяется несколько разновозрастных уровней, образованных вулканическими потоками близкого возраста и разделенных между собой горизонтами морен или иными структурными несогласиями (размыты, денудационные поверхности, угловые несогласия и тектонические смещения).

В районе Эльбруса известны горизонты пемз и пеплов в разрезах вулканической постройки и разрозненные линзы на поверхности вулканитов и разновозрастных речных террас вблизи Эльбруса. В разрезе верхнего эоплейстоцена - нижнего неоплейстоцена ($Q_1?$) в истоках рек Бийтик-Тебе, Уллу-Хурзук присутствует горизонт пепла риодацитового состава ($\text{SiO}_2=68.5\%$, $\text{K}_2\text{O}=4.0\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.0$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.7$, содержание $\text{Rb}=192$ г/т).

В разрезе толщи нижнего-среднего неоплейстоцена ($Q_2?$) в истоках реки Уллукам залегает горизонт пепла андезитового состава ($\text{SiO}_2=63.3\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.1\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.8$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.6$, содержание $\text{Rb}=218$ г/т). Горизонт пемзовидных туфолов верхнего неоплейстоцена - голоцена ($Q_{3-4}?$) залегает в основании восточной вершины Эльбруса ($\text{SiO}_2=66.8\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.75\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.1$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.4$, содержание $\text{Rb}=149$ г/т). В истоках р. Кызылкол известны реликты пепловых толщ вблизи вулканической постройки ($\text{SiO}_2=65.4\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.66\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.0$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.3$, содержание $\text{Rb}=153$ г/т). На высокой террасе ($Q_2?$) реки Шаукол состав пепла ($\text{SiO}_2=62.6\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.74\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.0$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.4$, $\text{Rb}=114$ г/т). В долине р. Худес состав пепла ($\text{SiO}_2=59.9\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.5\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.9$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.3$, содержание $\text{Rb}=124$ г/т) и в долине р. Баксан ниже р. Перикол-су ($\text{SiO}_2=64.4\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.9\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.6$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.8$, содержание $\text{Rb}=193$ г/т). За исключением туфопесчаников г. Крандух, пеплы Эльбрус-Чегемской вулканической области заметно отличаются от пеплов, встреченных на территориях Южной Осетии и Северной Осетии, по содержанию K_2O (3.6-4.0%) и Rb (153-218 г/т).

Корреляция разрезов. Для сравнения с выше описанными пеплами Казбекского района и Эльбрус-Чегемской вулканической области, были изучены пеплы из разных районов Кавказа и Предкавказья (таблица).

Пепел из разреза третьей террасы на правом берегу р. Кубань у станицы Темиржбекской, в 285 км от Эльбруса ($\text{SiO}_2=63.8\%$, $\text{K}_2\text{O}=3.1\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.0$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.4$, содержание $\text{Rb}=148$ г/т) близок по составу с пеплом из долин рек Шаукол, Худес, Подкумок, а также с пеплом нижнего-среднего неоплейстоцена из разреза вулканической постройки.

Пепел из района Отказненского водохранилища ($\text{SiO}_2=52.6\%$, $\text{K}_2\text{O}=1.2\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3.2$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.8$, содержание $\text{Rb}=73$ г/т) идентичен с пеплом из разреза вулканитов горы Крандух, расположенной южнее в 55-60 км.

Пепел из верхне-хазарских отложений Нижней Волги ($\text{SiO}_2=68.0\%$, $\text{K}_2\text{O}=4.1\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.7$, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.8$, содержание $\text{Rb}=135$ г/т) близок с пеплом из разрезов верхнего эоплейстоцена Эльбруса [4, 9], незначительно отличаясь от него по величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и содержанию Rb .

На территории Дагестана пепел опробован в долине р. Халагорк у шоссеиной дороги Буйнакск-Леваши и на северо-западной окраине города Буйнакск, в долине р. Эрпели-Азень. Пепел из долины р. Эрпели-Озень представлен вулканическим стеклом с ксенокристаллами олигоклаз-андезина, биотита и, реже, ромбического пироксена. По своему химическому составу

(SiO₂= 3.4%, K₂O=2.9%, Na₂O/K₂O=1.0, Rb/Sr=0.4, содержание Rb=145 г/т) он идентичен с пеплом третьей террасы р. Кубань у станции Темиржбекской.

Пепел из долины р. Халагори состоит из вулканического стекла с ксенокристами основного плагиоклаза, ромбического пироксена и роговой обманки; по химическому составу (SiO₂=51.9%, K₂O=0.85%, Na₂O/K₂O=2.7, Rb/Sr=0.2, содержание Rb=62 г/т) он близок к пеплу из района Отказненского водохранилища и сопоставим с пеплом из района г. Крандух.

Таблица – Пемзы и пеплы Большого Кавказа и Предкавказья

Номер пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
К-во проб	3	2	1	1	4	1	1	2	3	1	1	2	2	1	1	2
SiO ₂	67.85	62.40	65.08	54.75	68.48	63.3	62.6	65.39	66.8	64.4	59.9	51.92	63.46	68.08	52.6	63.8
TiO ₂	0.43	0.84	0.57	1.18	0.57	0.7	0.8	0.75	0.67	0.65	1.05	0.45	0.73	0.38	0.68	0.64
Al ₂ O ₃	14.13	17.53	17.87	15.22	14.61	15.75	15.6	15.72	14.96	16.85	15.8	22.77	13.3	13.26	16.8	14.83
Fe ₂ O ₃ + FeO	3.10	5.59	4.24	8.94	2.37	2.49	2.86	3.22	3.59	2.65	4.89	2.91	4.24	2.34	4.44	3
MnO	0.06	0.12	0.07	0.122	0.04	0.06	0.06	0.07	0.05	0.04	0.057	0.08	0.07	0.06	0.05	0.05
MgO	0.66	2.12	1.36	3.72	1.18	1.08	1.45	1.27	1.24	0.7	1.88	2.59	1.56	1.08	2.56	0.06
CaO	3.64	5.98	3.92	6.23	2.51	2.55	3.09	2.58	3.49	1.63	3.55	1.52	4.48	1.49	4.5	2.7
Na ₂ O	3.49	2.98	4.61	2.24	4.02	2.6	3.85	3.76	4.12	2.28	3.21	2.33	3.02	2.85	3.79	3.13
K ₂ O	2.3	2.1	2.54	1.25	4.04	3.13	3.74	3.66	3.75	3.93	3.56	0.85	2.87	4.12	1.19	3.12
P ₂ O ₅	0.12	0.24	0.26	0.12	0.16	0.23	0.27	0.24	0.22	0.05	0.45	0.85	2.87	4.12	1.19	3.12
S	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.1	0.1	0.11	0.01	0.1	0.1	0.11	0.19	0.11	0.16	0.22
ппп	3.81	-	-	-	0.11	3.64	1	0.75	0.20	1.02	0.61	13.69	5.58	6.05	6.98	3.59
Сумма	99.61	99.92	100.3	93.81	98.1	95.63	95.42	97.52	99.1	94.3	95.05	99.22	99.5	99.82	93.75	95.14
Cr	29	77	37	170	27	18.7	32	27	24	827	49	16	34	5	40	15
Co	5	12	12	29	6	6.3	7.8	7	7	10.2	8.9	5	8	66	9	6
Cu	10	15	26	21	15	-	34	-	9	20	16	10	10	18	16	11
Ni	5	28	21	75	16	-	-	-	32	-	-	5	5	-	-	21
Zn	43	71	70	76	49	49	65	61	67	160	81	60	49	66	-	56
Pb	17	20	30	15	15	-	84	-	18	65	30	67	25	31	15	21
Rb	66	74	77	63	192	218	141	153	149	193	124	62	145	135	73	148
Sr	375	503	548	402	270	332	311	517	332	233	426	284	328	163	431	358
Zr	187	71.5	176	138	187	-	222	-	196	214	331	232	221	118	132	140
Y	15	14.5	-	23	23	-	3	-	10	21	23	23	18	12	12	14
Rb/Sr	0.17	0.14	0.14	0.15	0.71	0.65	0.45	0.29	0.44	0.82	0.29	0.21	0.44	0.82	0.16	0.41
K/Rb	72	59	70	42	31	30	55	50	53	42	60	30	41	65	35	45
Na ₂ O/K ₂ O	1.5	1.4	1.8	1.8	1	0.8	1	1	1.1	0.6	0.9	2.7	1	0.7	3.2	1.0

Примечание.

Номер пробы: 1 - Южная Осетия. Кельское вулканического плато, подножье вулкана Кели. 2 - Южная Осетия. Карьер в правом борту р. Малая Лиакхва. 3 - Северная Осетия. Кристаллокластический туф, свита Руах-Дзуар. 4 - Кабардино-Балкария. Линза на вершине вулканического останца г. Крандух. 5 - Вулкан Эльбрус. Горизонт в толще верхнего эоплейстоцена? - нижнего неоплейстоцена (Q₁?), рр. Бийтик-тебе, Уллу-Хурзук. 6 - Вулкан Эльбрус. Горизонт в толще нижнего - среднего неоплейстоцена (Q₂?) в верховьях р. Уллукам. 7- Вулкан Эльбрус. Реликты толщи на высокой террасе реки Шаукол (Q₂?). 8 - Вулкан Эльбрус. Реликты толщи на реке Кызылкол. 9 - Горизонт в основании восточной вершины Эльбруса (Q_{3,4}?). 10 - р. Баксан. Карьер в правом борту р. Перикол-су. 11 - Реликты толщи р. Худес. 12 - Дагестан. Долина р. Халагорк. 13 - Дагестан. Долина Эрпели-Озень. 14 - Верхне-хазарские отложения Нижней Волги [4]. 15 - Отказненское водохранилище. 16 - Станица Темижбекская.

Заключение. Сравнение пеплов, залегающих в разрезах различных вулканических построек, с аналогами из разных районов Кавказа и Предкавказья, расположенными на удалении в несколько десятков и сотен километров от них, показало:

1. Большинство линз и горизонтов пеплов дальнего разноса вполне сопоставимы со своими аналогами, залегающими в разрезах вулканов Кавказа. Для их сравнения предлагается использовать содержания SiO₂, K₂O, Rb и величины отношений Rb/Sr, Na₂O/K₂O.

2. Существуют линзы пеплов, появление которых, по-видимому, следует объяснять существованием неизвестных вулканов. Если пеплы Отказненского водохранилища, расположенные на расстоянии 55-60 км от горы Крандух, вполне могут быть связаны с этим вулканом, то появление пеплов в Дагестане, в долине р. Халагори, из-за их удаленности трудно связать с

этим вулканом. По расчетам В.И. Муравьева [3], пеплы основного состава обычно удалены от источника на расстояние первых сотен километров. Нам представляется более логичным допустить наличие неизвестных вулканов, которые в настоящее время находятся в погребенном состоянии в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба.

3. В некоторых случаях, по результатам К-Аг датирования, аналогичные по составу пеплы существенно различаются по возрасту. Например, пепел риодацитового состава в разрезе Эльбруса сохранился в толще, возраст которой по геоморфологическим критериям оценивается как Q₃. Близкие значения получены и при ЭПР датировании пород по пороодообразующему кварцу. Существенно более древние возраста для пород этой толщи (Q₁?) получены при их К-Аг датировании. Подстилающие их игнимбриты имеют возраст 810 тыс. лет. Дацинты, залегающие на морене, перекрывающей горизонт пеплов, имеет возраст 245 тыс. лет. Аналог данного горизонта предполагается [2] в верхнее-хазарских отложениях Нижнего Поволжья. Однозначные датировки верхнее-хазарских отложений для Нижнего Поволжья отсутствуют. Полученные разными методами возрастными датировками существенно различаются: 91-122 тыс. лет (Th-U); 84-139 и 22-45 тыс. лет (C¹⁴); в местности, где они описаны - 122±13 тыс. лет назад (²³⁰Th/²³⁴U). Все датировки свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте этих отложений (Q₃). Либо в районе Эльбруса должны существовать пока еще неизвестные пеплы более молодого возраста с петрохимическими характеристиками, близкими к пеплам (Q₁?), либо есть проблемы датирования новейших вулканитов. Однако, рассмотрение этих вопросов выходит за рамки данной работы. Изучение неоген-четвертичных пеплов Кавказа и Предкавказья - вполне назревшая геологическая задача.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы президиума РАН №4 , направление 2, проект 2.1 направление 3, проект 3.2 и гранта РФФИ № 09-05-90360 Ю-Осет-а

Литература.

1. Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд геологии. Том XXXII(2). 1957. С 25-47.
2. Лаврушин В.Ю., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. Первая находка вулканического пепла в четвертичных отложениях нижнего Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 207-218.
3. Муравьев В.И., Цеховская Ю.Г., Ахлестина Е.Ф., Бабушкин Д.А., Каледа К.Г. Вулканические пеплы базальтового состава из плиоценовых отложений Южного Поволжья // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С 327-330.
4. Ростовцев Ю.В., Парфенова О.В. Средне-Верхнемиоценовые вулканические пеплы Керченско-Таманского полуострова // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 494-504.
5. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане – экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, №2, 2007, с.98-104.

К ВОПРОСУ О ЗОЛОТОРУДНОЙ ПЛОЩАДИ КУРУШ И НЕ ТОЛЬКО

Маркус М.А.

«Севкавгеология»

Без понимания генезиса любого алгоритм его изучения. Ошибочная концепция обычно приводит к избыточному объёму горных, опробовательских, лабораторных работ, то есть к не использованим ассигнований, трудовых ресурсов, потери времени. За о сингенетичности или эпигенетичности оруденения логически выбор поисковых методов концентрирующих усилия либо на определенных стратиграфических горизонтах, либо на иных структурных, и прочих критериях [2]. Как замечал Э. Ингерсон [1] «разработка представлений приобретает в настоящее время все большее значение, так как по мере углубления поисковых работ затраты на их проведение растут непомерно быстро», «верные представления...могут облегчить поиски и снизить затраты, ошибочные могут затруднить поиски и увеличить общую стоимость работ», «ошибочные поглощают больше времени и энергии, чем потребовалось бы при чисто подходе к решению проблемы». К сожалению, мы постоянно наступаем на те же грабли. Возможности легких рудных объектов давно исчерпаны и, чтобы перейти на новый уровень геологического осмысливания перспектив региона, в 2007 г «Севкавгеологией» были поставлены металлогенические работы в водораздельной зоне Дагестана. Работы должны были выделить перспективные на золото и полиметаллы рудоносные площади, изучить рудогенеза и формирования рудных полей, узлов, месторождений, дать комендации. Однако уже через год металло-

генические работы были обычными поисковыми на наиболее известном и привлекательном Курушском золоторудном участке, хотя уже в первом полевом сезоне было ясно, что участок требует более тяжелых видов поисковых работ (бурение, штольни, дороги), которых партия обеспечить не могла. В итоге были «смазаны» работы в водораздельной зоне (особенно по золоту, вопрос о генезисе и условиях локализации которого далек от решения), а перспективы Курушской площади существенно не изменились. Тем не менее, с учетом литературных данных некоторые региональной металлогении золота подвести возможно.

Золотоносность черносланцевой толщи региона приурочена к водораздельной ованной зоне, где сосредоточены эффузивные, интрузивные и гидротермальные (в том числе рудные полиметаллические) эндогенные образования. По с золотоносностью черносланцевых толщ Восточного Казахстана, золото-кварц-березит-лиственитовая рудная формация [7], можно полагать, что тонкодисперсное золото региона принадлежит той же рудной формации образованной подтоком мантийных флюидов. Основной флюидоподводящей системой в фундаменте являются глубинные разломы по фронту продвигающейся к северу Закавказской плиты и её межблоковые разломы [6]. В чехле фронтальному глубинному разлому плиты соответствует система разрывов Хновского разлома, по которой антиклинорий Главного хребта пододвигается под антиклинорий Бокового хребта. В узле пересечения (сочленения) зоной Хновского разлома зоны субширотного блокового разлома фундамента и широкой зоны меридиональной Ахвай-Хадумской ступени-разлома в бассейне р. Самур формируется крупный дизъюнктивный узел с мощными магматическими (базальтоидными эффузивами, габбро-диабазовыми малыми интрузиями, дайками долеритов) и гидротермальными (жильными и метасоматическими) проявлениями. К дизъюнктивному узлу приурочен Диндичай-Самурский рудный узел с рядом рудных полей и участков (Оттал-Кальял, и др.) характеризующихся полиметаллическим оруденением. По зоне Хновского разлома эндогенные проявления на десятки километров прослеживаются юго-востоку. Корневая часть рудно-метасоматической колонны наиболее проявлена на участке Курдул, где по габбро-диабазам и вмещающим породам развивается окварцевание, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация с связываются повышенные содержания золота. Тем не менее, в лиственизированных породах корневой части метасоматической колонны значительных скоплений золота не предполагается [7]. На Отталском участке процессы проявлены также довольно интенсивно (окварцевание, карбонатизация, хлоритизация), но мощные пачки песчаников, на которые метасоматоз корневой части потока, отсутствие структурных ловушек обуславливают чрезвычайную убогость содержания золота. Севернее на периферии рудного узла по ранним шлиховым потокам выделяется потенциально золотоносный, который нами не изучался. Он привлекает внимание своим в средней более перспективной части метасоматической колонны и большей дифференциацией могущей иметь локализирующий эффект для золота.

Курушская золоторудная площадь находится на юго-восточном фланге Хновского разлома, на пересечении им широкой меридиональной структуры замыкающей с востока депрессионную область юрского бассейна. Основным элементом структуры является Шахдаг-Параулозеньская система мезозойских куполо- и валообразных поднятий, где сокращаются мощности отложений юры и мела и сосредоточено большинство стратиграфических и угловых несогласий [4]. К западу от нее серия меридиональных ступенчатых погружений толщ к востоку (по рр. Мугулахчай и др.), где общекавказские линейные складки «спотыкаются» и деградируют (погружаются, расщепляются). Меридиональную ориентировку имеют и изолинии гравитационного поля.

К Шахдаг-Параулозеньской структуре приурочены проявления прослеживаемые далеко на север, а в узле пересечения её рудоподводящим Хновским разломом формируется Куруш-Мазинский рудный узел с золото-полиметаллическими рудными полями [3]. Крупные дугообразные и осложненные коробчатые в основном нижнеааленскими отложениями, имеют субширотное простирание и ступенчато погружаются с расщеплением, теряя амплитуды, в бассейне р. Усучай. Тектонические разрывы широтной и диагональной ориентировки характеризуются взбросо-сбросовыми и сдвиговыми перемещениями блоков. Обращают внимание диагональные север-северо-западные сколы с преобладающей составляющей, которые вместе с продольными сдвигами образуют систему с суммарной амплитудой сдвигов до нескольких километров. Эти разрывы диагонально пересекают р. Ахтычай и Боковой хребет, прослеживаясь к западу вдоль его северного склона и, видимо, могут рассматриваться как «рудораспределяющие», так как пространственно к ним тяготеют преимущественно свинцово-цинковые проявления.

Сочетание продольных и диагональных сдвигов («сколов Ридделя») образует своеобразные ромбовидные блоки-дуплексы, которые впервые выделяются в Дагестане и на Куруш-Мазинской площади. Хновский разлом в левом борту бассейна р. Маза имеет широтное простираение, но в верховьях реки приобретает диагональную юго-восточную ориентировку, а в бассейне р. Чехычай вновь становится субширотным, правого сдвига определяется по смещению антиклинали с верхнетоарскими в правом борту р. Маза в правый борт р. Чехычай (Рогданчайская Мазинская складка и песчаники не имеют восточного продолжения, как не западного продолжения Рогданчайская антиклиналь и песчаники. Амплитуда правого сдвига, который их обрезает, около 5 км. Сдвиги и дуплексы, наконец, объясняют механизм образования локального тоарского «горста» среди поля аалена в бассейне р. Маза. Не исключены дуплексы и в бассейне р. Чехычай, если по р. диагональный сдвиг восточного фланга Рогданчайской антиклинали.

Рудовмещающими обычно являются тектонические разрывы с проработкой, реже дайки со следами метасоматических изменений и вмещающие с графитизированными прослоями и участками. Наиболее известное и изученное Курушское рудное поле приурочено к Мукеркамской дугообразной запад-северо-западной ориентировки примерно в 1 км к востоку от интервала Хновского разлома. К основанию её юго-западного приурочена метасоматически измененная дайка долерита. Оруденение (галенит, пирит, меньше сфалерит, реже халькопирит) жильное с тонкодисперсным золотом. Предполагается, что Мукеркамская антиклиналь, имеющая несколько аномальное «косое» положение, образована при дополнительном давлении создаваемом к северо-западу блоком по диагональному сдвигу Хновского разлома. Складкообразование сопровождалось заложением и разрывов играющих важную роль в формировании рудного с крутым погружением слабо расходящихся веером по разрывов приурочена преимущественно к крыльям антиклинали и является основной рудоподводящей и рудораспределяющей. В таких системах открывающихся по восстанию обычно резко падает давление и происходит сброс гидротермальными растворами металлов в небольших, но концентрированных объёмах.. Другая система пологих трещин-разрывов приурочена преимущественно к северному опрокинутому крылу связана с её «дожиманием» боковым стрессом с образованием блоков к северу. Эти разрывы нередко оказываются экранами растворов и создают эшелонированные пологозалегающие [. Третья поперечная система разрывов связана, видимо, со ступенчатыми к юго-востоку Мукеркамской антиклинали. Рудной нагрузки в этих разрывах пока не встречено. Разнообразие дизъюнктивов создает в ядре проницаемую для восходящих флюидов среду с локальными экранами благоприятными для рудоотложения. Глинистые и субфлишевые породы нижнего аалена и дайки характеризуются метасоматической проработкой со слабым осветлением, заохренностью и повышенным фоновым содержанием золота (0,2-0,5 г/т и более), представлено золото-углеродисто-сульфидным минеральным типом в толще нижней и средней части рудно-метасоматической колонны. Более высокие содержания золота (1-2 до 4 г/т, редко более) сосредоточены в проработанных жильных зонах с кварц-пирит-галенит-сфалерито Наибольший интерес представляют межслоевые смятия (в раздувах до нескольких метров мощности) образовавшиеся при проскальзывании слоев на крыльях складки. При пересечении таких деформационных зон рудоподводящими продольными разрывами могут формироваться рудные тела пригодные для крупнообъемной отработки.

Расширение перспектив рудного поля следует ожидать к юго-востоку

Мукеркамской антиклинали и к юго-западу до Хновского разлома, сходная по морфологии и условиям образования. Вне рудного поля повышенный интерес представляет сельдынский участок в верховьях р. Вахчагчай (нами не посещался), где возможна сходная структурная обстановка, а предшественники отмечали благоприятную для золота минеральную ассоциацию арсенопирита. При практически не изученной в регионе металлогении золота изложенные автором замечания по золотоносности черносланцевых толщ Дагестана считать предварительными.

Литература

1. Ингерсон Э. Последствия некоторых ошибочных концепций в теории рудообразования // «Геохронология и проблемы рудообраз.». М.; Наука, 1977, с. 170-177.
2. Маркус М.А. Два взгляда на оруденение Восточного Кавказа – два решения металлогенических задач // Тез. докл. V конф. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, кн. 11, с. 266-268.
3. Маркус М.А. О палеоподнятиях Юго-Восточного Дагестана и их роль в размещении оруденения // Тез. докл. V конф. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1980, кн. 1, с. 145-146.
4. Маркус М.А. Геологическое развитие Восточного Кавказа в юре//Геотектоника, 1984, №3, с.53-68.

5. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. геол. 1986, № 10, с. 63-69.
6. Маркус М.А. Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа // Тект. зем. коры и мантии. Тект. закономер. размещ. полез. ископ.: Тез. докл. М: ГЕОС, 2005, с. 415-418.
7. Масленников В.В. Факторы рудолокализации и критерии золоторудных месторождений в черносланцевых толщах (на примере Восточного Казахстана) // Диссерт. на соиск. уч. степ. док-тора геол.-минер. наук. Томск, 1998 (на правах

К ВОПРОСУ О СТРУКТУРАХ НА СОЧЛЕНЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Маркус М.А., Письменный А.К., Коломеец М.А.
«Севкавказгеология»*

Известно, что мегантиклинорий Большого Кавказа на стыке Центрального и Восточного сегментов испытывает колесообразные изгибы в плане (простирается северозападное - субширотное — юго-восточное) и ступенчатое погружение блоков. Геологические работы последних десятилетий предлагают довольно сложные, но не всегда убедительные структурные, металлогенические, стратиграфические схемы. Не в их рассмотрение, остановимся на очевидных фактах в десятилетиях, в том числе геофизических. Первоисследователи (Д.Н. В.П. Ренгартен и др.) выделяли в этом районе субширотный антиклинорий Бокового хребта с палеозойским фундаментом и мезозойским чехлом, воспринимая мегантиклинорий как [й ансамбль «третичного» формирования. В основании чехла с разрывом и угловым залегают вулканогенно-осадочные отложения садонской свиты (Тз?) с их туфами, образующие сумеридиональные конседиментационные брахискладки [1]. К юго-востоку грубообломочные фации сменяются морскими часть кистинской свиты с вулканитами). Отложения садонской свиты со стратиграф и угловым несогласиями перекрываются геосинклинальными, а севернее субплаформенными фациями юры. В последние годы при среднемасштабных работах [6, 7] от выделения садонской свиты отказались (без достаточных, на наш взгляд оснований) и она была включена в основание юрского разреза.

На рассматриваемой площади в пределах Центрального Кавказа основной структурой является антиклинорий Главного хребта, где выделяются водораздельный Адайхохский и Кабардино-Дигорский линейные блоки палеозойско-протерозойских пород разделенные Штулу-Харесской депрессией выполненной юрскими отложениями. Северное крыло Кабардино-Дигорский блока слагают юрские сланцы и верхнеюрско-меловая «моноклиналь». В междуречье Ардон-Терек палеозойские породы обнажаются локально и далее к востоку глубоко погружены. Здесь выделяется антиклинорий Бокового хребта с палеозойскими гранитами и молассами в ядре, а севернее флексуорообразная Скалистого хребта с амплитудой до 2^x км, в которой верхнеюрско-меловые слагают свод и северное крыло. Их разделяет Североюрская депрессия с полого зеркалом складок юрских сланцев. Таким образом, Адайхохский и Кабардино-Дигорский блоки продолжают к востоку антиклинорием Бокового хребта и антиклиналью Скалистого хребта, а Штулу-Харесская депрессия - Североюрской депрессией при ступенчатом погружении фундамента.

Ступени разделяют зоны поперечных разломов - Ардонского [6, 9, 7] и Терской ступени [7], которые пересекают фундамент на наименее консолидированных участках и функционируют длительное время. В зоне Ардонского разлома шириной до 20 км унаследовано закладываются депрессии выполняемые осадками - в герцинское время мощными молассами карбона и перми, в индосинийское время дацитовыми вулканитами свиты. К зоне разлома следует отнести и диагональный юрский грабен-шириной 5-7 км наложенный на палеозойские породы и выполнен верхнетер-эффузивно-сланцевыми толщами дзамарашской и бугульгинской свит, интрузивами Фиагдонского перидотит-габбрового комплекса [4, 7]. В зоне разлома Кабардино-Дигорский горст продолжается небольшим Садоно-Унальским блоком палеозойских гранитов, который, видимо, смещен правыми сдвигами к востоку в время и, в свою очередь, представляет собой вскрытое эрозией палеозойское более восточной антиклинали Скалистого хребта.

По зоне субмеридионального разлома Терской ступени погружение фундамента резким увеличением мощности чехла [2, 7]. Фрагмент этой ступени шагональная тектонически ослабленная зона сопровождается прогибом, отрицательными аномалиями силы тяжести. Эта зона на формирование складок, серий даек, полей минерализации и проч. [2].

Адайком-Казбекский разлом ограничивающий с юга ядро антиклинорий Бокового хребта срезает диагональный грабен-синклиний с юрскими вулканитами, которые на южном склоне Главного Кавказского хребта появляются в 35-40 км восточнее (массивы Чаухи, Рощечу, Чемгискальде). Это определяет возможную амплитуду крупного левого сдвига по разлому. Но, учитывая, что разлом пересекает поперечную Терскую ступень, по которой широтные структуры погружаются, можно предполагать, что при взбро со-сдвиге с вертикальной амплитудой 200-400 м, левый сдвиг составит 8-9 км.

К зоне регионального Владикавказского разлома разделяющего мегантиклинорий и Осетинскую впадину примыкают Ксуртский и Балтский разломы, которые в чехле имеют амплитуды до 1-2 км и представляют собой взбросы северных блоков [7]. По восстанию они расщепляются и трансформируются в надвиги в юрско-меловых известняках. Эти разломы в систему Владикавказского разлома.

Геофизические работы с магнитотеллурическим зондированием (МТЗ, 2005 г) по и широтным профилям, по которым были составлены геоэлектрические разрезы на глубину от 5 до 40 км, выполнялись станциями «РЪоешх» - МТО-5 МТ и МТО-2Е. На разрезах четко выделяются два крупных блока - Казбекский в горной области и Осетинской впадины Терско-Каспийского прогиба. Они разделены крупной градиентной ступенью прослеживаемой на глубину не менее, чем на 30-40 км (рис.).

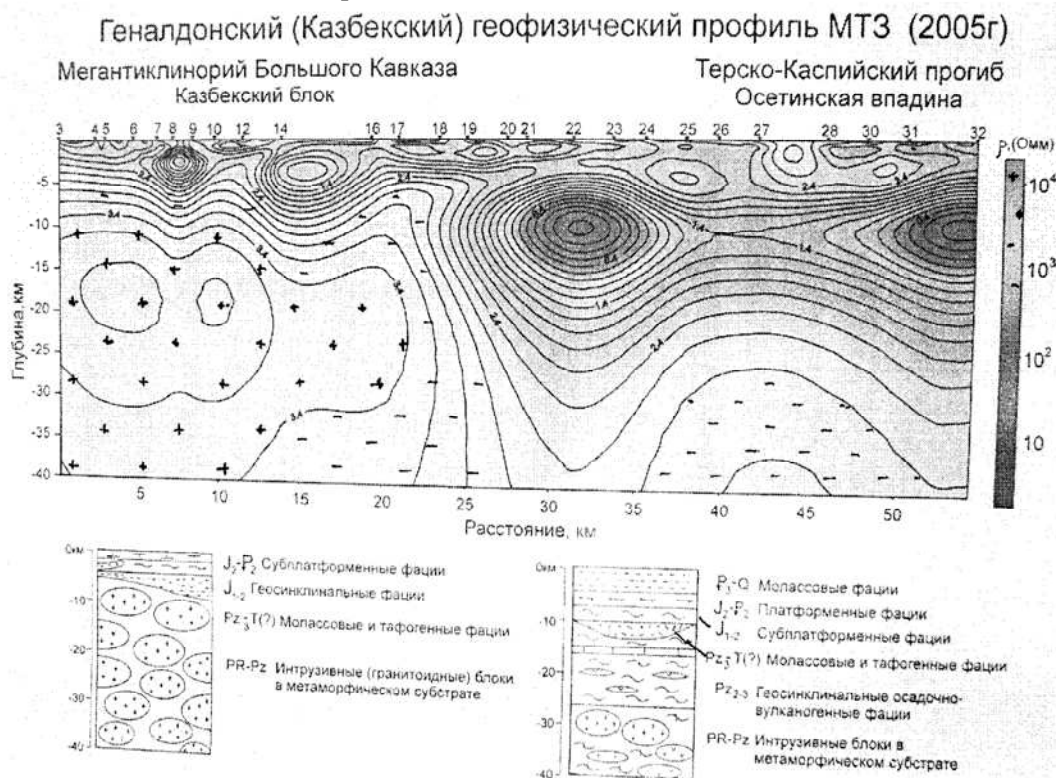


Рис. Геналдонский геофизический профиль МТЗ и ниже геологическая интерпретация блоков Казбекского и Осетинской впадины с принципиально различным строением и развитием.

Казбекский блок (40*43 км) до глубин не менее 40 км характеризуется изометричными контурами изолиний электросопротивления домезозойского фундамента с ρ_k от 150 до 6000 Омм характерного для не слоистых интрузивных массивов. Высокоомные породы исчезают к западу, югу, северу и, видимо, востоку. Поверхность фундамента в пределах блока располагается на глубине 3-4 км, полого погружается к северу будучи вогнутой в Североюрской депрессии и выпуклой под антиклиналью Скалистого хребта. Северная часть блока приподнята, что трактуется как возможный взброс при пород фронтальной части блока (в чехле Балтский и Ксуртский разломы), перекрыт юрскими сланцами со слоистым и тонкослоистым рисунком изолиний (ρ_k до 100-150 Омм). Более «грубая слоистость» изолиний с ρ_k - 64-330 Омм, скорее всего, соответствует верхнепалеозойским и триасовым отложениям. В Осетинской впадине слоистые низкоомные осадочные толщи по профилю МТЗ резко (ступенчато) погружаются на глубину более 20 км (рис.). Эта ступень с высоким градиентом гравитационного поля (от — 50 до — 68 мГал) обычно выделяется региональный разлом круто (65-70°) погружающийся к северу [10]. Мезозойско-кайнозойские осадки составляют, видимо, не более 10 км разреза, а

его часть (более 10 км мощности) приходится на средне- и верхнепалеозойские Верхняя часть разреза Осетинской впадины характеризуется низким сопротивлением пород (ρ_k - 20-40 Омм) до глубины 1-1,5 км (водоносные пролювиальные горизонты). До глубин 2 км и более выделяется высокоомный (ρ_k - 160-180 Омм) невыдержанный акчагыл-апшеронский комплекс пород со скоплениями андезитовых эффузивов в свите Рухс-Дзуар [8, 5, 7].

В мезозойских отложениях площадки отраженных обменных волн PS приурочены к известнякам на глубинах 5-7 км. Палеозойские и триасовые отложения, помимо молассового и тафрогенного комплексов, несомненно включают отложения с эффузивами, интрузивами (?) и известняковыми горизонтами. Косвенно это, как будто, подтверждают площадки отраженных обменных волн P8 на глубинах 10-13 км и 19-22 км фиксирующих, предположительно, известняковый (и интрузивно-эффузивный) горизонт верхнего девона и поверхность подстилающего палеозой метаморфического комплекса соответственно.

По геолого-геофизическим данным выделяется целый ряд вулканических очагов в позднем плиocene-эоплейстоцене в этом районе. М.Н. Смирнова и М.Н. [8] приходят к выводу о воронкообразном сужении и концентрации аномалий до глубин 10 км, что, по их мнению, свидетельствует о погребенных эксплозивных аппаратах. По-видимому, подобные эксплозивные аппараты могут существовать и в зоне Владикавказского разлома, а также в зоне поперечного Ардонского разлома, андезитовых эксплозий проникают далеко к югу [5]. По профилю МТЗ локальные резкого падения сопротивления пород до $\rho_k = 0,6-8,0$ Омм пространственно примыкают к зоне Владикавказского разлома, где обнажаются или предполагаются по аллювию скопления вулканогенно-осадочных отложений свиты Рухс-Дзуар. Аномалии прослеживаются на глубинах от 6 до 15-16 км, охватывая мезозойские (начиная с палеозойские отложения. Наиболее правдоподобным объяснением подобных аномалий высокой электропроводимости разных комплексов на локальных участках предположение о существовании на глубине флюидно-магматических термальных вулканических очагов [5]. Подводя итог, подчеркнем, что Казбекский блок является фрагментом палеозойско-протерозойской сиалической коры, которая наиболее и эродирована на Центральном Кавказе, а на стыке с Восточным Кавказом ступенчато погружается по поперечным разломам (Ардонскому и Терской ступени). Блоки подобные Казбекскому прослеживаются к северо-западу (Центральный Кавказ) и юго-востоку (геофизическими методами), образуя прерывистую линейную структуру водораздельной зоны, и являются, по мнению автора, фронтальной частью Закавказской плиты [3]. В зоне длительно функционирующего Ардонского разлома унаследовано закладываются депрессии выполняемые осадками - мощными молассами карбона и перми, дацитовыми вулканитами садонской свиты, в юрское время базитовыми вулканитами в диагональном грабен-синклинории [4].

Осетинская впадина Терско-Каспийского прогиба выполнена позднеальпийской молассой, мезозойско-кайнозойскими отложениями и мощными палеозойскими образованиями, которые отсутствуют в пределах Казбекского блока. Высокоомные кристаллические комплексы фундамента в Осетинской впадине глубоко погружены, а её палеозойские породы, видимо, западнее смыкаются с вулканогенно-осадочным комплексом Передового хребта. То есть, эти комплексы пород накапливались в протяженном грабен-синклинории вдоль южного края Скифской плиты [5]. Судя по положительным аномалиям магнитного поля, к востоку они смещаются в горную Чечню и в Дагестан. Вулканиты свиты Рухс-Дзуар, Нижнегегемского нагорья рассматриваются как унаследованное проявление матической системы в этой структуре. Геофизическое зондирование недр не их покровного строения.

Литература

1. Ажгирей Г.Д. Тектоника Садонского района // В кн.: Геология Кавказа. МЛ968, с.49-71.
2. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа. //Сов. геология, 1986, № 10, с. 63-69
3. Маркус М.А. Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа // Тезисы докл. на XXXVIII Тект. совещ. «Тектоника зем. коры и I. закономер. размещ. полез. ископ.», М., 2005, с. 415-418.
4. Маркус М.А. К вопросу о возрасте, геодинамических и структурных формирования инициального магматизма Терско-Ардонской площади Большого Кавказа // 5л. геол. и осв. недр Юга России. Мат. междунар. конф., 2006, Ростов на Дону, с. 23-25.
5. Маркус М.А., Каширин И.Е. Погребенные вулканы Осетинской впадины //ЮРГТУ (НПИ)2009,№1,с. 149-154.
6. Письменный А.Н., Терещенко В.В. и др. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200000. Листы К-38-У111, К-38-Х1У (Советское) СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
7. Письменный А.Н., Терещенко В.В. и др. Государственная геологическая карта РФ

- м-ба 1:200000. Листы К-38-1X, К-38-ХУ (Владикавказ) СПб.: ВСЕГЕИ, (в
8. Смирнова М.Н., Бражник В.М. О тектоно-магматическом Осетинской впадины (Северный Кавказ) // Бюллетень московского об-ва природы, отд. геол., № 1, 1970, с. 95-108.
 9. Энна Н.Л. Особенности геологии и металлогении зоны сопряжения Центрального и Восточного Кавказа // Региональная геология и металлогения, №25, 2005, с. 78-86.
 10. Шемпелев А.Г. Результаты глубинных геофизических исследований вдоль Геналдонского профиля // Опас. природ. и техноген. геол. проц. на гор. и предгор. тер. Сев. Кавказа. Тр. междунар. научно-прак. конф. Владикавказ, 20-22 сентября, 2007 г, с. 457-463.

СТРУКТУРЫ ВОДОРАЗДЕЛЬНОЙ ЗОНЫ ДАГЕСТАНА

Маркус М.А.

ОАО «Севкавгеология»

Водораздельная зона высокогорного Дагестана представляет особый поисковый интерес, но остается наименее изученной ввиду её труднодоступности, сложности геологического строения и слабой стратиграфической датировки пород. А между тем, от верного решения вопросов геологического строения и развития напрямую зависит успешная металлогеническая оценка территории, выбор рудных площадей и других объектов, оптимальный выбор поисково-разведочных методов работ.

В структурном плане водораздельная зона представляет собой интенсивно дислоцированный антиклинорий Главного хребта. Геологосъёмочные работы второй половины XX века («Кавказгеолсъёмка») и специализированные «Севкавгеология» начала XXI века позволяют существенно уточнить эту структуру. При сложности деформаций она имеет пологий свод (по зеркалу складчатости) на водоразделе Главного Кавказского хребта и круто погружающееся северное крыло [4]. При этом в южной части водораздела верхнеюрско-меловые отложения слагают и пологий свод, и северную ступень будучи отделенными крупным Сенабеддагским разломом от терригенных юры. Крупные и мелкие дизъюнктивы пересекают структуру в продольном и диагональном направлении, образуя горсты, грабены, иногда покровы и др.

По ранним геологическим съёмкам (Н.Н. Ростовцев, 1940 г) с единичными находками считалось, что разрез отложений на северном склоне хребта «омолаживается» к югу от верхнего аалена у подножья до верхней юры и мела на водоразделе. Причем, при выделении породных комплексов их возраст определялся условно по сопоставлению со свитами фациальных зон Бокового хребта и Агвали-Хивской, были пропущены блоков. Геолого-съёмочные работы 60-80^x годов увеличили количество фаунистических находок, уточнили ряд структурно-стратиграфических вопросов, но и сейчас ряд геологов придерживаются первоначальной схемы об «омоложении» разреза к водоразделу.

В приведенном опорном разрезе по р. Кизил-дере видно, что левой части рисунка свита (грубый субфлиш с массивными песчаниками) по крупному агскому разлому контактирует с верхнеюрским терригенно-карбонатным флишем. Последний имеет такое же крутое северное погружение, что свидетельствует об после верхнеюрских пликативных и дизъюнктивных дислокациях (фазы складчатости). В основании гдымского разреза в 2008 г нами найден позднеюрский аммонит ОагуНосегаз зр. - определения Е.Ю. Барабошкина (МГУ), что опровергает условно байосский возраст свиты [8]. (Добавим, что на южном склоне Главного кавказского хребта нами ранее прослеживались песчаники этой свиты, где разные исследователи приводили находки тоарской фауны).

В кизилдеринском и других разрезах гдымская свита структурно перекрывается зурунчайской (средний и тонкий субфлиш, контакты свит тектонически осложнены). Возраст свиты нами принимается как раннеааленский, исходя из 1) её структурного положения, 2) закономерностям фациальной изменчивости юрского разреза (его «оглинивание») по вертикали [2], 3) сведений о находках нижнеааленской фауны в поле распространения свиты на южном склоне (пер. Хурай, с. Сарыбаш), 4) обнаружения в разрезе свиты продуктов риолито-дацитовых вулканитов (р. Гдымчай), которые маркируют стратиграфический уровень конца позднего тоара - начала раннего аалена [6]. К верхней части разреза свиты, видимо, в узком тектоническом блоке обнажаются глинистые с караваеподобными карбонатными стяжениями содержащими байосскую фауну (диндичайская свита). Глинистые фации байоса в осевой части бассейна свидетельствуют о а) нормальном фациальном ряду их «оглинивания» к середине бассейна, б) о том,

что гдымские песчаники в этой зоне не могут быть байосскими, в) о том, что для верхней части зурунчайской свиты не исключен позднеааленский или байосский возраст.

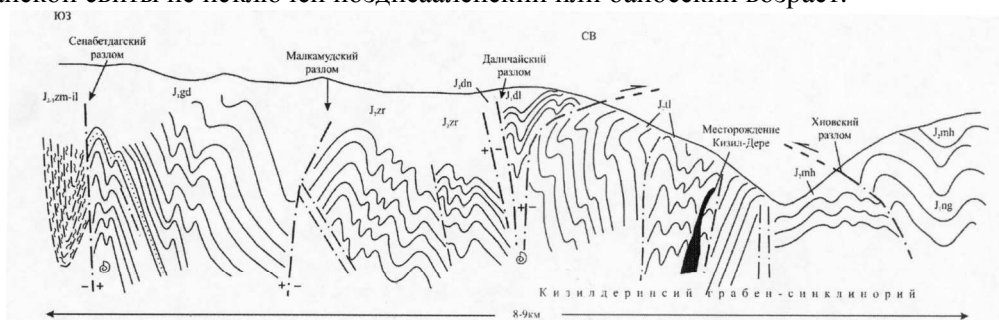


Рис. Кизилдеринский структурный разрез. Отложения: J_3 zm+il – верхняя юра, земчайская и илисуйская свиты; J_1 gd – нижняя юра, гдымская свита, в основании разреза находка фауны нижнего тоара; J_2 zr – средняя(?) юра, зурунчайская свита; J_2 dn – диндичайская свита; J_1 dl – даличайская свита; J_2 tl – верхний аален, туларчайская свита; J_2 mh – нижний аален, михрекская свита; J_1 ng – ногабская свита

В северной части приведенного разреза выделяется кизилдеринская грабен-структура шириной до 3-4 км сложенная глинистой туларчайской свитой, аален). Для нижней части свиты на крыльях структуры не исключен и раннеааленский возраст. В северной части структуры в тектоническом блоке с поднадвиговой

антиклинальной складкой обнажается михрекская свита фауной. Это крыло грабен-синклинория с севера по Хновскому перекрыто верхнетоарскими и нижнеааленскими отложениями. По этому разлому весь антиклинорий Главного хребта и грабен-синклинорий поддвигаются более северный аинклинорий Бокового хребта.

Ядро структуры по Северному и Южному разломам опущено на сотни метров (до 800-1000 м). К метасоматически проработанной зоне Северного разлома приурочено месторождение Кизил-Дере, залежи которого с крутым падением пересекают в складки породы и прослеживаются буровыми скважинами на глубину до 1 км. Секущее структурная позиция месторождение является основным, но не единственным его эпигенетического генезиса [4].

Между северной ступенью антиклинория Главного хребта и грабен-синклинорием узкий горст, который ранее не был замечен. В данном пересечении он почти полностью пережат и раструбом выжат, перекрывая по надвигу часть южного крыла грабен-синклинория. Блок сложен субфлишевой глинистой толщей с горизонтами массивных песчаников. Первоначально эти отложения ошибочно были выделены в толщу (свиту) верхнего аалена, не смотря на сборы разными тоарской фауны. Ныне им возвращается первоначальное название -свита тоара [8], но с другими взаимоотношениями со свитами. К востоку при стресса горст расширяется до 3-4 км, уменьшаются складчатые деформации в грабен-синклинорий. К западу последний как и горст срезаются диагональным разломом и в бассейне р.Курдул даличайская («аташкаинская») свита слагает круто погружающееся к северу ступень антиклинория.

На западе в истоках Аварского и Андийского Койсу свод антиклинория Главного хребта сложен верхнетоарскими отложениями бежитинской, тенросской, нижней частью кекросской свит с пологим зеркалом сложной, часто килевидной складчатости [7]. Бежитинская и тенросская свиты являются фаціальными аналогами различающимися в основном большим ороговикованием и метазенезом второй из них значительное количество даек. Верхняя часть кекросской свиты (восточнее) в антиклинория имеет уже нижнеааленский возраст и согласно перекрывается (глинисто-сланцевой) свитой, которая перекрывается тахлутурской (субфлишевой), а та в свою очередь муравдагской (песчаниковой) свитами нижнего аалена (по положению в разрезе). Кекросская и махчалорская свиты содержат горизонты вулканитов основного состава мощностью до десятков метров и силы маркирующих позднеаар-раннеааленский стратиграфический уровень [6]. К северу все эти толщи круто со складками погружаются и срезаются Гляротинским надвигом (аналогом Хновского) с амплитудой до 5 км и более, по которому антиклинорий Главного хребта поддвигается под антиклинорий Бокового I. Таким образом, Гляротинско-Хновский разлом является основным региональным подвигом антиклинория Главного хребта под антиклинорий Бокового хребта.

Оба антиклинория и их сложные пликативно-дизъюнктивные дислокации сформировались под воздействием бокового стресса направленного с юга на север и обусловленных про-

движением к северу и вдавливанием в элизионный бассейн Закавказской плиты с консолидированными блоками фундамента [5]. При этом степень продвижения плиты определяет различия в деформации чехла и строения Структура антиклинория Главного хребта определяется положением фронтальной плиты продвинувшейся под юрский чехол. Отдельные блоки фундамента и межблоковые разломы угадываются в чехле по аномальным (поперечным) дислокациям, нередко по концентрации эндогенных проявлений, геофизическим аномалиям, градиентам и проч. Структура антиклинория Бокового хребта является зоной интенсивного скупивания чехла с крупными стулообразными складками (к юго-востоку они трансформируются в дугообразные) и узкими выжатыми блоками перед фронтом плиты [7].

Кроме линейных альпийских структур обусловленных боковым стрессом, сквозь них, как отмечалось, местами просвечивают блоковые и межблоковые структуры фундамента. Таковы, например, Мачхалорский купол и меридиональная флексура с эффузивами над блоком и разломом фундамента [1, 3, 7]. Выделяются и другие преимущественно новые структуры, на которых «спотыкаются» линейные складки г, расщепляются), иногда увеличивается эндогенная нагрузка (рудная,). Наибольшее количество поперечных структур отмечается на востоке (бассейны рек Усухчай, Мугулахчай и др.) и по рекам Дюльтычай, Самур. К участкам нередко приурочены рудные поля и узлы, что определяет необходимость им особое внимание.

Литература

1. Маркус М.А. О связи глубинного строения и оруденения в Белокано-Аварском районе (Восточный Кавказ) // Сов. геол., 1977, № 7, с. 117-122.
2. Маркус М.А. Геологическое развитие Восточного Кавказа в юре // Геотектоника, № 3, 1984, с. 53-68.
3. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. геол., 1986, с. 63-69
4. Маркус М.А. Формирование рудного поля Кизил-Дере // Литология и полезные ископаемые, № 2, 2002, с.182-187.
5. Маркус М.А. Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа // Тез. докл. на XXXVIII тект. совещ. Тектоника земной коры и мантии. Тект. закономер. размещ. полез. ископ. М.: ГЕОС, 2005, с. 415-418.
6. Маркус М.А. К вопросу о возрасте, геодинамических и структурных формирования начального магматизма Терско-Ардонской площади Большого Кавказа // [Геол. и осв. недр юга России. Матер. Ростов-на-Дону, 2006, с. 23-25.
7. Маркус М.А., Мирошников А.М. Государственная Геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:200000. Серия Кавказская. Лист XV11 (Хунзах) (Карта, Объяснительная записка) // СП., 2001, 71 с.
8. Стратиграфический словарь СССР (триас, юра, мел) // М, 1979, 592 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Мясников А.В., * Газеев В.М., ** Лексин А.Б **, Докучаев А.Я., ** Исаков С.И. ***

* Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга МГУ (ГАИШ МГУ), г. Москва

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

*** Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, г. Махачкала

Кавказский регион известен своей повышенной сейсмичностью. Здесь в прошедшем столетии произошло несколько разрушительных землетрясений -Параванское (1986, 1997, 1999 гг.), Ленинанское (1927 г.) Спитакское (1988 г., магнитудой 6.9), Горийское (1920 г.), Рача-Джавское (1991 г., магнитудой 7.1) и несколько десятков тысяч более мелких землетрясений. Подобные и более сильные сейсмические события происходили здесь и в прошлые эпохи. Например, в районе Спитака выявлены признаки землетрясений, произошедших 25000, 17000, 3000-5000 лет назад.

В конце 90-х годов на Большом (БК) и Малом (МК) Кавказе была создана региональная сеть реперов GPS и проведены измерения скоростей горизонтальных смещений отдельных блоков земной коры. Данные GPS по состоянию на начало 2000 года обобщены в ряде работ. Оценка горизонтальных смещений по данным измерений произведена относительно неподвижного пункта (НП), расположенного в пределах Северо-Кавказского массива (СКМ), район радиофизической обсерватории в ст. Зеленчукской. Полученные данные свидетельствуют о разной скорости движения GPS пунктов и уменьшении скорости их перемещения до полной остановки в север-северо-восточном направлении (рис 1).

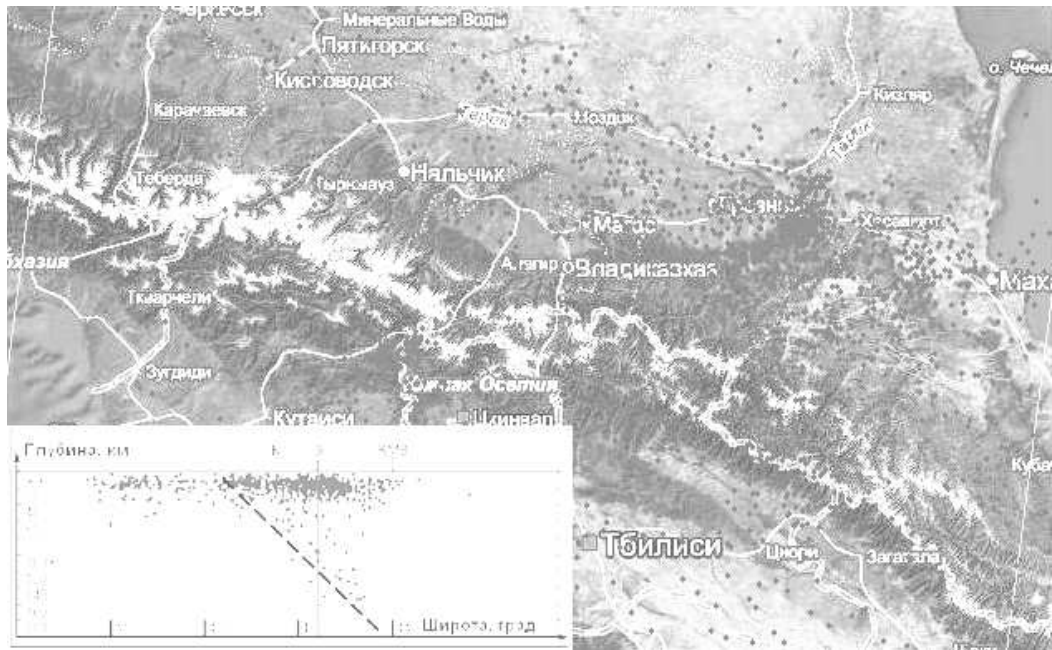


Рис 1. Эпицентры землетрясений на территории Большого Кавказа и в Предкавказье за период 2000-2010 годы. В нижнем левом углу: Положение центров землетрясений на разрезе (субмеридианальная проекция; К – Казбек, Э – Эльбрус, КМВ – Кавказские Минеральные Воды).

Например, репер, установленный на удалении 480 км относительно НП в пределах Мисхано-Зангеурского срединного массива МК, смещается в северном направлении со скоростью 17 ± 5 мм/год. Пункты региональной сети на границе Тriaлетской складчатой зоны МК с межгорными прогибами смещаются в том же направлении: с Рионским - 3.3 ± 0.3 мм/год, с Карталинским - 9.3 ± 6.5 мм/год. Следующий пункт на южном склоне БК в Рача-Лечхумской шовной зоне - примерно с той же скоростью 5-7 мм/год. Севернее, в пределах СКМ и Скифской плиты (СП), это смещение не фиксируется [Богатиков и др., 2002]. Оценки скоростей горизонтальных движений указывают на возможное существование здесь зон сокращения земной поверхности. Отметим, что НП станции Зеленчукской устойчив даже при его сравнении с международным пунктом на Скандинавском щите в Швеции. По-видимому, зона сокращения земной поверхности существует на южной границе СП.

В 2010 году с помощью специально разработанной программы проанализированы данные о землетрясениях, зафиксированных на БК в период времени с 2000 по 2009 годы (каталог ГС РАН, всего около 2000 событий). Основные места локализации сейсмических центров: юго-запад Северной Осетии, Западный Дагестан, Терско-Каспийский краевой прогиб (рис. 2). Задачей исследования было изучение распределения глубин очагов землетрясений на БК и в Предкавказье и построение на этой основе разнонаправленных разрезов. В результате было выявлено сечение, ориентированное перпендикулярно простиранию Главного хребта БК, в котором присутствует хорошо различимая сейсмофокальная плоскость, падающая в северном направлении под углом $40-45^\circ$ (рис. 2).

Такое распределение глубин гипоцентров землетрясений отмечено в довольно узком диапазоне долгот, примерно между $43^\circ 42'$ и $45^\circ 36'$, что составляет около 200 км.

Известно, что альпийская геодинамика БК на заключительном этапе находится в тесной связи с развитием всего Кавказско-Малоазиатского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и определяется формированием Красноморского и Аденского рифтов, движением Аравийской плиты (АП) и жестким упором расположенной на севере Евразийской плиты (ЕП). Между АП и ЕП выделяются две промежуточные, Иранская и Закавказская плиты (рис. 2).

Режим сжатия остается главным структурообразующим фактором региона на протяжении всей позднеальпийской эпохи. Большой Кавказ в рассматриваемый период представляет собой краевую часть континента, принимающую на себя давление с юга, но выдерживающую это давление без нарушения своей общей линейной формы. Главнейшие тектонические фазы позднеальпийского этапа, имевшие место на БК и сформировавшие складчатое сооружение в его современном виде – аттическая, роданская и валахская - совпадают во времени с эпохами

активизации раскрытия Красноморского и Аденского рифтов 10-12, 3-4 и 1 млн. лет назад [Казмин, 1974]. Считается, что процесс коллизии, обусловивший региональное сжатие, привел к крупномасштабному поддвигу ЗП под БК [Phillip et al., 1989]. Одним из доказательств подобного взаимодействия тектонических плит служит поперечная асимметрия мегантиклинория Большого Кавказа [Reilinger et al., 2006; Хаин, Ломизе, 2010; Леонов и др., 2007].

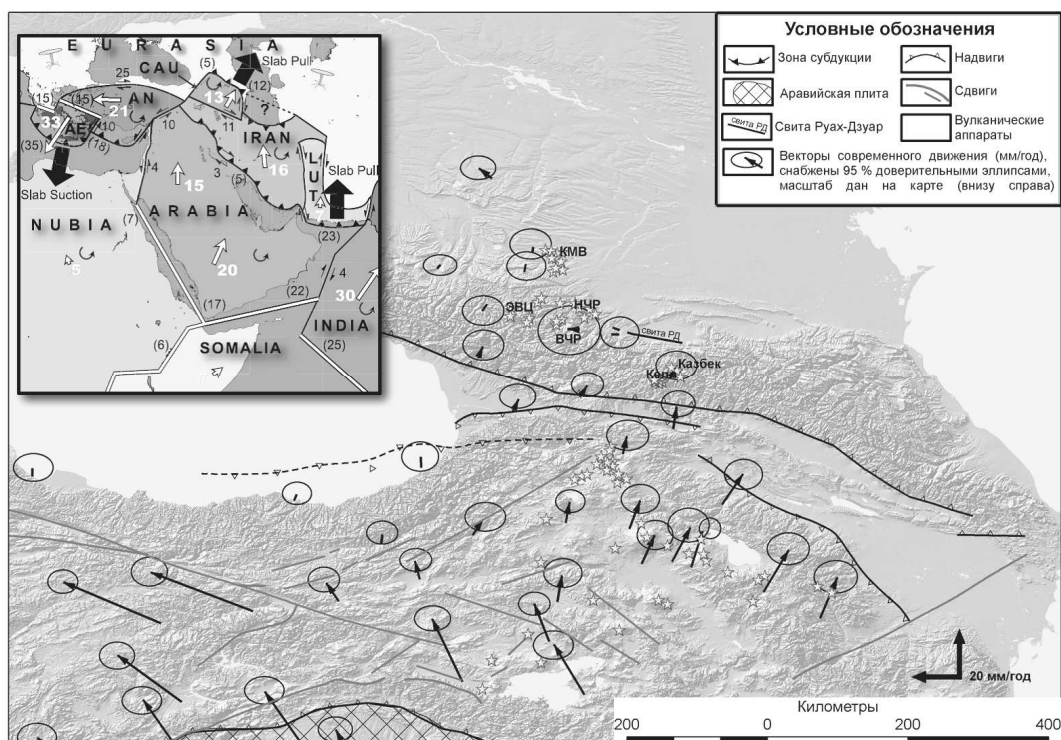


Рис 2. Данные космической геодезии по современным горизонтальным движениям горных масс (по наблюдениям за период 1988-1997 гг., С. МакКлуски и др., 2000 [Хаин и др., 2010]. На врезке в левом углу - Схематическая карта коллизионной зоны взаимодействия Африканской, Аравийской и Евразийской плит. Белые стрелки и цифры соответствуют скоростям движений относительно Евразии, полученным по GPS наблюдениям (аббревиатуры: CAU – Закавказская плита; AN – Анатолийская плита) [Reilinger et al., 2006].

Таким образом, выявленная сейсмофокальная плоскость вполне логично увязывается с существующими представлениями и свидетельствует о продолжении поддвига ЗП под БК в настоящий период времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 11-05-00726 и Программы президиума РАН № 4, направления 2 и 3.

Литература

1. Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е. Геодинамика, тектоника Большого Кавказа и его новейший вулканизм // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. М.: Изд. «РООУПППГ». 2002. С 239-264.
2. Казмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза: на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3-14.
3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: «КДУ», 2010. 560 с.
4. Леонов Ю.Г., Демина Л.И., Копп М.Л., Короновский М.Г., Леонов М.Г., Ломизе М.Г., Панов Д.И., Сомин М.Л., Тучкова М.И. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 340 с.
5. Phillip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of initial stage of continental collision // Tectonophysics. 1989. V. 161. P. 1-21.
6. Reilinger R., McClusky S., Vernant P. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // Journal of Geophysical Research-Solid Earth. 2006. V. 111. V 5.

К СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ КАВКАЗА

*Осика Д.Г. , Пономарева Н.Л., Отинова А.Ю., Магомедов Ю.М.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Нам представляется, что необходимо представить свои выводы относительно сейсмичности Кавказа как следствия подпирания его Аравийской плитой, базирующиеся на более чем полувековом периоде изучения тектонического строения и геологического развития Восточного Кавказа и Кавказа в целом и на столь же длительном мониторинге сейсмического режима территории. То ли благодаря своей оригинальности, то ли благодаря приуроченности большого количества очагов землетрясений к Закавказью и границам с Аравийской плитой эта идея получила очень широкое распространение и поддержку в сейсмологической и геотектонической научной общественности (В.И. Уломов, В.Е. Хаин, Э.Н. Халилов, Д.А. Лилиенберг и многие другие).

Геотектонисты даже пытались изобразить в своих построениях зону субдукции, как в области Предкавказских передовых прогибов, так и со стороны Закавказья.

Впервые идеи мобилизма при изучении тектоники Кавказа пытался применить академик П.Н. Кропоткин вскоре после открытия нефтегазоносности в поднадвиговых отложениях Скалистых гор Северной Америки. В один из своих приездов в Дагестан, после Дагестанского землетрясения 1970 года, он утверждал идею шарьяжного, как-бы кулисообразного движения всего Кавказа в северном направлении в сторону Уральских гор под напором Аравийской плиты. Один из авторов этой статьи, Д.Г. Осика, усомнился в правомочности такого истолкования движения Кавказа, хотя и был знаком с идеей шарьяжного движения французских Альп из публикаций Гогеля. Высказать свои сомнения Д.Г.Осике не позволило тогда с одной стороны беспредельное уважение к авторитету ученого и его энциклопедическим знаниям, а с другой стороны то, что ничего серьезного на тот момент он не смог противопоставить, так как делал только первые шаги в геотектонике и сейсмологии.

В принципе, нам импонирует большинство идей мобилизма, и им действительно находятся подтверждения в геотектонике континентов, мирового океана. Однако мы никогда не были приверженцами идеи пододвигания океанической коры под материковую плиту в зонах Беньофа по эскалаторному механизму Уэда. По нашему мнению наоборот, материковые плиты постепенно надвигаются на океаническую кору, провоцируя как развитие вулканизма конусного типа, так и формирование землетрясений

Применительно к тектонике Кавказа мы были очень удивлены работой Э.Н. Халилова и В.Е.Хаина[3], пытающихся усмотреть наличие зон Беньофа на стыках Кавказа и Предкавказья.

Основоположники изучения зон субдукции – сам Беньоф, Заварицкий и Вадати, количественно установили приуроченность к этой зоне мелко-, средне- и глубокофокусных землетрясений, с очагами на глубинах в 10-30, 60-100, 400-600 км, по наклонам самой зоны субдукции. Эта закономерность четко присуща всем существующим зонам Беньофа без исключения. На Кавказе же ничего подобного не наблюдается. Здесь формируются преимущественно очаги мелкофокусных тектонических землетрясений. Однако в Терско-Сунженской зоне в районе Грозного установлено наличие очагов глубиной до 140км. Имеются очаги глубиной 70-90 км приуроченные к покрытому водами Каспия продолжению Срединного разлома Южнее г.Дербента, где в 1936 году зафиксировано землетрясение $M=6,3$. Но это не говорит о наличии зон Беньофа в районе предкавказских передовых прогибов и сочленения Кавказа с молодой эпигерцинской платформой.

За последние 50 с лишним лет мы неоднократно пересекали главный Кавказский хребет по геологическим разрезам Южного Дагестана от с. Касумкент до г. Закаталы; в Центральном Дагестане со стороны восточного окончания Терско-Сунженской антиклинальной зоны по реке Аргун до Ботлиха и далее к югу по разрезу р. Андийское Койсу, через Шауринскую депрессию к с.Бежта и в Грузию. Неоднократно проходили по геологическому разрезу вдоль Военно-Грузинской дороги от Моздока на Владикавказ и далее через Крестовый перевал до г. Геленджик; от Краснодара на Джугбу до Сочи, и от Краснодара на Новороссийск, по геологическим маршрутам в районе Лазаревской, Сочи, Мацесты, Нового Афона. И нигде на дневной поверхности не наблюдалось никаких заметных дислокаций, которые могли бы отражать поддвиг под Большой Кавказ, кроме приуроченности очагов некоторых сильных землетрясений к главному Кавказскому разлому, выделяемому по геофизическим данным.

Геоморфологически борты Южнокаспийской впадины представляют собой обрывистые берега. Создается впечатление о рифтообразующем раздвиге земной коры к западу и к востоку в месте локализации данной структуры. Об этом же, очевидно, свидетельствует и отсутствие каких бы то ни было признаков осадочных образований и гранитного слоя в самой Южнокаспийской впадине. Наше понимание не согласуется с идеей В.В. Белоусова о клавишной структуре Южно-Каспийского рифта, по которой якобы произошло опускание всего блока земной коры вместе с осадочным чехлом относительно его западных и восточных берегов. Эту идею разделяют некоторые геологи Кавказа, такие как Н.К. Паливода и др. По нашему мнению, если бы это произошло так, то на донной поверхности Южно-Каспийской впадины присутствовали бы осадочные мезо-кайнозойские отложения большой мощности.

Каспийская рифтовая впадина лишь к северу от Апшеронского порога (по Шолпо), заполнена сверху осадками Палеоволги, а на глубине выполнена осадками мезокайнозоя. Более того, по нашему мнению, Южно-каспийская рифтовая зона это очень молодое образование, подобное африканской рифтовой системе, Красному и Мертвому морям, возможно, Байкалу и др. поскольку борты ее выполнены третичными, и даже четвертичными отложениями.

Нам представляется, что тектонические напряжения под Кавказом формируются не столько под напором Аравийской плиты и всего Закавказья, сколько под влиянием инерционного дрейфа всего кавказского сооружения с его корнями к западу, в результате формирования гравитационных аномалий. В этой связи, с одной стороны наблюдается слабая сейсмичность, а с другой – формирование Предкавказских передовых прогибов (Терско-Каспийского и Индо-Кубанского), к которым в общем-то и приурочена основная сейсмичность Северного Кавказа.

На карте Уломова В.И.[4] четко прослеживается приуроченность очагов землетрясений Кавказа и Закавказья к разломной тектонике (см. рис.1).

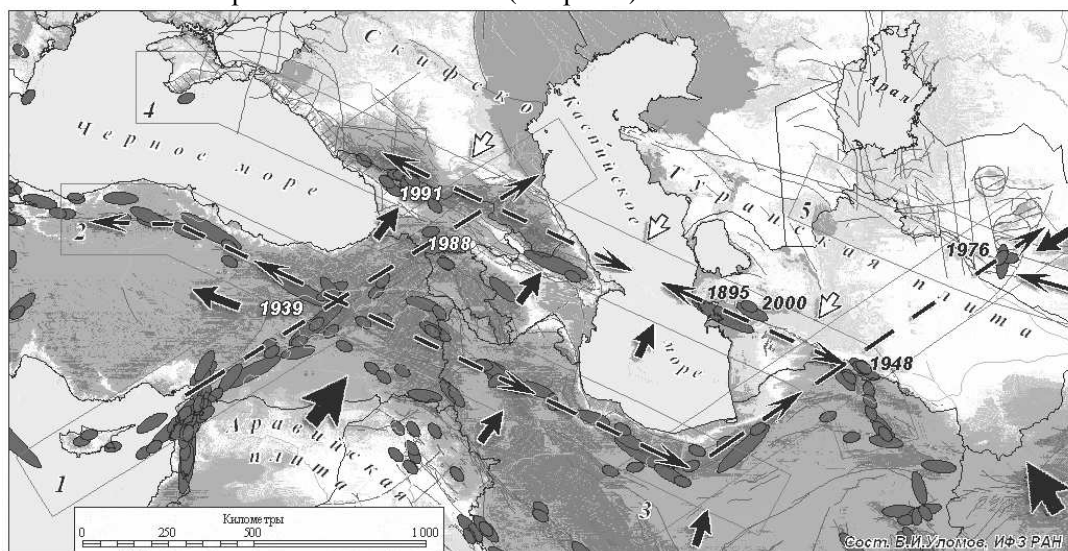


Рис.1. Сейсмотектоника Кавказа, Закавказья и восточной Азии (По Уломову В.И.)[5].

Но это не отражает тангенциальных движений отдельных блоков земной коры всего Кавказа и Закавказья. Наши более чем пятидесятилетние полевые наблюдения и изучение литературных материалов убеждают нас в преимущественно вертикальных подвижках блоков земной коры по всему Кавказскому сооружению.

Область центрального Кавказа испытывает воздымания со скоростью 1-3 мм в год. Но Б.Кавказ поднимается не сам по себе, а под влиянием напора больших масс верхнемантийного вещества в области корней гор вследствие изостазии, в результате погружения земной коры всего Предкавказья и Закавказья под силой собственной тяжести, которые в гравитационном отношении в сумме неизмеримо тяжелее центральной растущей части Кавказа. Преобладают вертикальные подвижки блоков Кавказа. Южные и северные склоны по мере воздымания центральной части, как бы сползают с крутых склонов Кавказа, втягивая в движение краевые участки эпигерцинской платформы с севера - формируя передовые предкавказские прогибы Терско-Каспийский на востоке и Индо-Кубанский на западе, вдоль которых непрерывно происходит обновление разломов земной коры, и по мере наращивания тектонических напряжений, формируются очаги сильных землетрясений. Южные же склоны Кавказа совместно с пограничными участками земной коры Закавказья формируют межгорные прогибы: Рионская впади-

на к западу и Прикуринская к востоку. Вдоль всего Южного борта Кавказ, вследствие перераспределения нагрузки и погружения огромных масс земной коры Южных крыльев Кавказа так же происходит обновление системы разломов субкавказской ориентации и формирование очагов землетрясений. Западный склон Кавказа, от Сочи-Мацестинских блоков до Таманского полуострова испытывает погружение к юго-западу, приводящее к тем же эффектам. Аналогичные явления присущи и Восточному склону, примерно от р. Самур до Южно-Каспийской впадины.

В районе Таманского полуострова и Кобыстана в Азербайджане сейсмотектоника осложняется масштабным проявлением грязевого вулканизма, аппараты которого так же приурочены к пересечению разломов кавказской и антикавказской ориентации. В геолого-тектоническом строении всего Кавказа, по мнению академика Ю.Н. Леонова, Н.К. Паливоды и мн. других преобладает пликвативная форма складчатости. А преобладающей формой движения являются вертикальные подвижки блоков земной коры по разломам фундамента и разрывам осадочного чехла.

На геофизическом профильном разрезе Волгоград - Нахичевань в интерпретации Г.И.Краснопевцевой, тектоника всего Предкавказья и Большого Кавказа представляется довольно спокойной и лишь слегка осложненной разломами кавказской и антикавказской ориентации и локальными структурами 3-го и 4-го порядка. Тогда как на территории всего Закавказья, включая большую часть Грузии и Армении, не выделено ни одной сколько-нибудь значительной отражающей площадки. А вся земная кора Закавказья представлена в виде крошева глыбовой тектоники, осложненной проявлениями вулканизма лавового типа на юге Армении и глыбовой тектоники Джавахетского нагорья в Грузии. На всей территории Закавказья отсутствует какая бы то ни было тектоническая плита, способная пододвигаться под Б.Кавказ. Создается впечатление, что это тектоническое крошево Закавказья сформировалось и продолжает формироваться вследствие перманентной сильнейшей сейсмичности в данном регионе.

Одним из главных аргументов является наблюдающаяся аномальная субвертикальная разгрузка подземных водно-газовых систем из высокотемпературных зон Земли, то есть пород верхней мантии, с резким увеличением концентрации изотопов стабильных атомов водорода, кислорода и углерода в составе двуокиси углерода и в молекулах углеводородов в связи с формированием и свершением сильных землетрясений.

И еще о разломной тектонике: по нашим наблюдениям разломная тектоника антикавказской ориентации, секущая породы фундамента и вышележащие осадочные комплексы является более древней относительно разломов и разрывов субкавказской ориентации. Поперечные разломы, мы считаем, являются унаследованными от палеозойской или даже более древней тектоники Кавказа, они так же по настоящее время непрерывно обновляются.

В противовес ей разломная тектоника субкавказской ориентации, даже включая региональные разломы зоны сочленения Кавказа с предкавказской эпигерцинской платформой, является более молодой. Ее формирование еще не закончено, и по своей сути, представляет собой, в большинстве своем, подвижки в осадочном чехле и переходном метаморфическом фундаменте по межформационным и внутриформационным перерывам в осадконакоплении в виде плоскостей скольжения вышележащих осадочных комплексов относительно нижележащих. Может быть, за исключением глубинных разломов в районе передовых предкавказских прогибов наподобие Пшекиш-Тырныаузского. Такими нам представляются причины формирования очагов сильных землетрясений Кавказа.

Мы отдаем себе отчет в том, что наши выводы отчасти носят гипотетический характер, и не более чем аналогичные тектонические построения всех других авторов. Однако свои выводы и гипотезы мы делаем на основе твердо установленного фактического материала и на базе многолетних полевых исследований. В частности, клавишная структура, или горст-грабеновая тектоника прослеживается не только в геологических разрезах в раскрытой части Кавказа, но и подтверждается во множестве структур глубоким разведочным бурением, геофизическими данными и сейсмологическими мониторингом в течение многих десятилетий. И, наконец, установлением основных закономерностей флюидного режима и динамики геофизических полей во времени и пространстве в связи с сейсмичностью Кавказа.

Литература

1. Осика Д.Г., Черкашин В.И. «Энергетика и флюидодинамика сейсмичности». М. Наука, 2008 г.
2. Осика Д.Г. «Флюидный режим сейсмически активных областей». М. Наука, 1981 г.
3. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. «Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности». Бурнас, SWB, 2008 г., 304 с.

4. Краснопевцева Г.В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. – М.: Недра, 1984. – 112 с.
5. Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993, С. 24–44.
6. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линейных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли, №7, 2006.

К ВОПРОСУ О ХАЗАРСКИХ ТЕРРАСАХ ДАГЕСТАНА

Рычагов Г.И., Янина Т.А.

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

Дагестанское побережье Каспия характеризуется наиболее полным спектром плейстоценовых морских террас, что обусловлено спецификой геолого-геоморфологических условий этой территории. Медленные устойчивые поднятия передовых хребтов Дагестана способствовали формированию у их подножий абразионно-аккумулятивных морских террас при каждой трансгрессии Каспия и их выходу из-под влияния моря даже в тех случаях, когда последующая трансгрессия превосходила предыдущую по размерам. Помимо хорошей выраженности террас в рельефе отмечается их насыщенность палеонтологическим материалом.

На побережье выражены пять уровней хазарских террас с отметками береговых линий 160-170, 140-150, 120-130, 100-105 и 80-85 м (абс. выс.). По мнению П.В. Федорова (1957, 1978 и др.) все они образовались в эпоху раннехазарской трансгрессии. Аналогичный вывод о возрасте террас азербайджанского побережья сделан Б.Г. Векиловым (1969), Б.А. Будаговым (1973) и другими. Согласно нашим исследованиям (Рычагов, 1997; Янина, 2005) два самых высоких уровня террас – бесспорно раннехазарские, их отложения включают многочисленные раковины руководящего раннехазарского вида *Didacna subpyramidata*. Терраса высотой 80-85 м, охарактеризованная типичной позднехазарской малакофауной с руководящим видом *Didacna surachanica*, без сомнений является позднехазарской. Что же касается террас с отметками береговых линий 120-130 и 100-105 м («средний уровень»), нами были высказаны разные мнения об их возрасте. Согласно Г.И. Рычагову (1997), эти террасы – позднехазарские; по Т.А. Яниной (2005) – раннехазарские. Рассмотрим аргументы в пользу той или иной точки зрения.

Морфологический анализ рельефа предгорий, выполненный Г.И. Рычаговым, показал, что эти террасы характеризуются хорошей сохранностью. В этом отношении они близки к более молодым террасам и резко отличаются от расположенных выше раннехазарских (160-170 и 140-150 м) и бакинских террас, сохранившихся, как правило, в виде останцов. На всем протяжении дагестанского побережья четкая граница между низменной пологой равниной и передовыми хребтами Кавказа прослеживается на высотах от 75-80 до 120-130 м. Это свидетельствует не только о разновозрастности террасовых уровней, наблюдаемых выше и ниже 120-130-метровых изогипс, но и о достаточно длительном перерыве между морскими трансгрессиями, формировавшими эти уровни. Материалы минералогического и спорово-пыльцевого анализов хазарских отложений также приводятся как доказательства разновозрастности этих террас.

Аргументом в пользу отнесения террас «среднего уровня» к раннехазарским являются малакофаунистические исследования, выполненные Т.А. Яниной. Согласно им, раннехазарская фауна встречается в отложениях, образующих маломощный покров абразионно-аккумулятивных террас на высотах 160-170, 140-150, 120-130, 100-105 м, а также залегающих в виде толщи прибрежных отложений, перекрытой более поздними осадками. Фауна представлена многочисленными *Didacna subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. schuraosenica*, *D. paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, несколько менее многочисленными *Didacna apsheronica*, *D. vulgaris*, редкими *Didacna mishovdagica*, *D. ovalis*, единичными *Didacna lindleyi*, с господством дидакн тригоноидной группы. В ее составе выделены три фаунистических комплекса, заключенных в отложениях разновысотных террас, либо в осадках разрезов, разделенных перерывом в морском осадконакоплении (табл. 1).

Первый, в состав которого входят многочисленные *Didacna subpyramidata*, менее многочисленные *D. pallasi*, встречается в отложениях террасы абс. высотой 160-170 м. Второй комплекс, состоящий из доминирующих *Didacna schuraosenica*, довольно многочисленных *Didacna*

apsheronica, *D. vulgaris*, редких *D. subpyramidata*, *D. pallasii*, единичных *D. lindleyi*, *D. paleotrigonoides*, развит в осадках, слагающих с поверхности террасы абс. высотой 120-130 и 100-105 м. Третий комплекс, состоящий из многочисленных *Didacna paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, редких *D. mishovdagica*, *D. ovalis*, единичных *D. schuraosenica*, *D. apsheronica*, встречен в отложениях, перекрытых более молодыми образованиями.

Позднехазарская фауна в отложениях, слагающих с поверхности террасу абс. высотой 80-85 м, а также распространенных и на более низких уровнях под покровом хвалыньских осадков, включает *Didacna nalivkini*, *D. surachanica*, *D. vulgaris*, *D. pallasii*, *D. ovalis*, *D. mishovdagica*, *D. delenda*, среди которых преобладают дидакны крассоидной группы.

Таблица 1

Распространение раковин моллюсков рода *Didacna* Eichw. в хазарских отложениях дагестанского побережья Каспия

Отложения		Группа дидакн	нижнехазарские			верхнехазарские	
			hz ₁ ¹	hz ₁ ²	hz ₁ ³	hz ₂ ¹	hz ₂ ²
<i>D. lindleyi</i>		○					
<i>D. vulgaris</i>		○					
<i>D. subpyramidata</i>		△					
<i>D. pallasii</i>		△□					
<i>D. schuraosenica</i>		△□					
<i>D. apsheronica</i>		□					
<i>D. paleotrigonoides</i>		△					
<i>D. mishovdagica</i>		△					
<i>D. ovalis</i>		□					
<i>D. nalivkini</i>		□					
<i>D. delenda</i>		□					
<i>D. surachanica</i>		○□					
Группы дидакн	trigonoides	△					
	trigonoides-crassa	△□					
	crassa	□					
	crassa-catillus	□○					
	catillus	○					

Насыщенность оттенков серого цвета отражает встречаемость раковин вида.

Комплекс моллюсков, характеризующий террасы 120-130 и 100-105 м, отнесен к раннехазарской фауне. Надо отметить, что он отличается как от типичных позднехазарских комплексов, в которых господствуют *Didacna nalivkini* и *D. surachanica*, так и известных раннехазарских с господством *Didacna subpyramidata* и *D. paleotrigonoides*. В пользу его отнесения к раннехазарской фауне склонили следующие обстоятельства (Янина, 2005): а) среди дидакн крассоидные формы, господствующие в позднехазарских тафоценозах, редки; б) раковины дидакн значительно более тонкостенные и мелкие, чем представители позднехазарской фауны; в) фаунистические группировки аналогичного видового состава отмечены на азербайджанском побережье (Сиазань) в хазарских осадках на отметках около 200 м, их раннехазарский возраст в данном случае не вызывает вопросов. К тому же в этих же отложениях О.Н. Братановой определен раннехазарский комплекс остракод, а В.В. Янко – раннехазарский комплекс фораминифер; г) обильные раковины *Didacna schuraosenica* широко распространены в нижнехазарских отложениях Нижнего Поволжья.

Результаты малакофаунистического анализа не противоречат заключению о существовании перерыва в морском осадконакоплении после формирования террас 160-170 и 140-150 м. Они указывают на существование в раннехазарскую трансгрессивную эпоху продолжительной самостоятельной трансгрессивной стадии, сформировавшей террасы на отметках 120-130 и 100-105 м. Самостоятельность этой трансгрессивной стадии признается и Г.И. Рычаговым, но в рамках позднехазарского этапа развития Каспийского моря. В некоторых разрезах им отмечается довольно четко выраженное изменение соотношения пыльцы древесных и травянистых пород, наблюдаемое на границе верхнехазарских слоев, что свидетельствует о разнородности климатических условий во время формирования разных террасовых уровней. Состав спорово-пыльцевых спектров из отложений, формирующих 80-85-метровую террасу, состав и облик ма-

лакофаунистического комплекса свидетельствуют об осадконакоплении в тепловодном межледниковом (микулинском, судя по датировкам) бассейне. Формирование 100-105 и 120-130-метровой террас происходило в сравнительно холодных климатических условиях, возможно, отвечающих московской ледниковой эпохе Русской равнины.

Из изложенного материала следует, что трансгрессивный бассейн, сформировавшийся на дагестанском побережье террасы с береговыми линиями на отметках 120-130 и 100-105м, скорее всего, является самостоятельной «среднехазарской» трансгрессией Каспийского моря, руководящим видом малакофауны которой является *Didacna schuraosenica*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 11-05-00093).

Литература

1. Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1973. 246 с.
2. Векилов Б.Г. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. Баку. 1969. 260 с.
3. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267с.
4. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
5. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
6. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.

СТРУКТУРА ДОАЛЬПИЙСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО БОЛЬШОГО КАВКАЗА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И СЛЕДСТВИЯ

Сомин М.Л.

Институт физики Земли РАН

Большой объем новых данных существенно изменяет наши представления о тектонике Большого Кавказа. В первую очередь идет о строении доальпийского фундамента региона и его структурных соотношениях с мезозойским чехлом. Структура самого чехла и геодинамические условия ее формирования также были проанализированы с новых позиций.

Традиционный взгляд **на доальпийский фундамент** Большого Кавказа сводился к признанию существования в пределах его Северо-Кавказского домена (области к северу от разлома («надвига») Главного хребта двух главных доюрских комплексов - нижнего докембрийского и верхнего среднепалеозойского. Сейчас установлено, что выходы докембрия имеются только в Бечасынской зоне и зоне Передового хребта, где они представлены метамагматитами с U-Pb датировками, отвечающими венду – 590-550 млн лет. Эти породы в Бечасынской зоне в южном направлении сменяются метаморфическими таллыкольской и тубаллыкулакской свитами, возраст протолитов которых на основании датирования цирконов определяется как кембрий-ордовик. Такой же (или только ордовикский) возраст может приниматься и для базальной урлешской свиты, залегающей в основании палеозойского терригенно-карбонатного чехла, включающего богатые окаменелостями отложения силура. Некоторые ортогнейсы зоны Передового хребта (блыбский комплекс) также датированы в 550 млн лет, хотя преобладающая часть этого комплекса определенно среднепалеозойская (протолиты 388-400 млн лет, возраст регионально-метаморфизма не древнее позднедевонского). Породы блыбского метаморфического комплекса (МК), судя по изотопно-геохимическим материалам, имеют смешанное коро-мантийное происхождение, что подтверждается и большой долей серпентинитов и амфиболитов в составе комплекса и исключительно I-типом метагранитоидов. Метаморфизм данного комплекса высокобарический (в эклогитах $P=16-17$ кбар, в ортогнейсах минимум 13 кбар). Блыбский МК перекрыт островодужным зеленокаменным кизилкольским комплексом (силур?-девон- н.визе), и длительное время этот факт принимался за свидетельство додевонского возраста блыбского МК. Сейчас есть основания полагать, что эти комплексы совмещены тектонически при горизонтальных перемещениях большой амплитуды, и блыбский МК составляет псевдофундамент кизилкольского, выступая из-под него в тектоническом окне [3].

Южнее, в зоне Главного хребта картина иная. На севере зоны фундамент представлен типично сиалическими гондрайским (гнейс-мигматовым) и макерским (сланцевым) МК низкобарического типа ($P=3$ кбар), сформировавшимися за счет корового протолита. Они замещены среднепалеозойскими S-гранитами. По цирконам из мигматитов возраст метаморфизма определен как среднепалеозойский (≤ 320 млн лет), возраст протолитов датирован в интервале от ордовика до девона. Узкая южная (Перевальная) полоса хребта сложена иными по составу, существенно мафическими, но также низкобарическими буульгенским и лабинским МК эпи-

дот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций; они замещены метагранитоидами I - типа. Буульгенский МК относили к протерозою, но U-Pb датирование позволяет считать его протолит среднепалеозойским, а метаморфизм - позднепалеозойским [3]. Лабинский МК в своей верхней части литологически очень сходен с девоном кизилкольского комплекса Передового хребта. Надежность такой корреляции подтверждается находкой криноидей и сине-зеленых водорослей в лабинских мраморах. Лабинский МК с севера контактирует с макерским. Резкое различие в характере ортогнейсов, а также структурные различия контактирующих толщ – свидетельства тектонической дометаморфической природы контакта и тектонического сопряжения комплексов при горизонтальных перемещениях. Еще более очевиден чисто тектонический характер совмещения блыбского высокобарического комплекса с низкобарическим ансамблем гондарайского и макерского МК. Они различаются по РТ-условиям метаморфизма, по характеру и происхождению гранитоидов. Разделяющий эти комплексы разлом имеет вертикальное положение и трассирован серпентинитами.

Таким образом, доальпийское основание Б.Кавказа в его доверхнепалеозойской части имеет коллажно-террейновое строение и демонстрирует признаки большого горизонтального сокращения литосферы при формировании. Свидетельствами такого сокращения являются островодужные аллохтоны Передового хребта, перемещенные, вероятно, из Перевальной области Главного хребта, а также покровы офиолитов и метаморфических пород неизвестного происхождения, завершающие структурный разрез Передового хребта. Сокращение сопровождалось субдукцией, подтверждаемой прежде всего присутствием HP/LT блыбского МК комплекса. Однозначным и выразительным свидетельством большого сокращения коры и литосферы на Большом Кавказе в доюрское время является пространственное сближение, почти совмещение раннекиммерийского Сванетского и варисцийского Северо-Кавказского доменов. Кульминацией тектонических событий варисцийского этапа в последнем стали НТ/LP метаморфизм в осевой зоне Главного хребта. Подчеркнем субсинхронность и, очевидно, генетическую связь этих процессов.

Иная картина наблюдается в пределах **альпийского комплекса** Большого Кавказа. Его особенность- отсутствие регионального метаморфизма, ничтожное распространение кайнозойских гранитоидов и очень ограниченное – киммерийских. Реконструированная структурно-фациальная зональность в пределах наиболее широко развитого ниже-среднеюрского терригенного комплекса проста: это структура осевого трога, развившегося на месте энсиалического рифта и связанных с последним склонов, особенно широкий из которых северный, или Лабинно-Малкинская зона [2]. Нигде в пределах альпийского комплекса не встречены офиолиты, можно также утверждать, что здесь нет никаких экзотических террейнов. Таким образом, структура альпийского комплекса, несмотря на довольно высокую степень его деформированности, может быть названа тектонически когерентной (не коллажной). Поэтому идеи об аккреционном типе структуры этого комплекса и ее формировании при процессах «псевдосубдукции» в свете данных по литологии и формационной зональности представляются ошибочными. В связи с этим важно оценить истинную роль крупных надвигов в альпийской структуре. Распространено мнение, что существуют две таких главных структуры - надвиг Главного хребта и поддвиг Закавказского массив под зону Южного склона. Предполагается, что упомянутый надвиг перекрыл многие комплексы зоны Южного склона, включая флишевые. В действительности такое перекрытие нигде не зафиксировано. Напротив, с юга к зоне «надвига» приурочены выходы наиболее древних базальных слоев юрского чехла, местами находящиеся в параавтохтонном залегании. «Надвиг» фактически представляет собой субвертикальный взброс по поверхности флексуры фундамента, на котором залегают отложения чехла. Этот взброс развивался унаследованно по отношению к допозднеюрской магмаподводящей зоне, вдоль которой внедрились многочисленные коро-мантийные интрузивы с возрастом около 170 млн лет, «спаявшие» зону Южного склона и доюрский фундамент. Таким образом, собственно альпийские горизонтальные смещения по Главному «надвику» были ничтожными, и никакой субдукции зоны Южного склона к северу вдоль этой структуры не происходило. Это подтверждается и полным отсутствием в зоне «надвига» каких-либо экзотических пород (серпентинитов, голубых сланцев и т.п). Существование поддвига Закавказского массива под зону Южного склона сугубо предположительно. Можно говорить лишь о краевых взбросах флиша на Закавказский массив [5]. Показательно, что по простиранию контакта, в Центрально-Кавказском секторе (Сванетия) эти взбросы слабо выражены, а в Келасурском пересечении, наоборот, скорее Закавказский массив надвинут на зону Южного склона. Таким образом, складчатая зона Южного склона пространственно в целом находится *in situ* как на севере, так, по-видимому, и на юге. Поэтому снова возникает вопрос о геодинамических условиях проявления альпийских дислокаций в отложениях чехла. Они не могли быть вызваны только объемными силами, действо-

вавшими в чехле, поскольку установлено, что деформации продольного сжатия захватили также и фундамент и создали очень сложный рельеф его поверхности [4]. По этой причине нет оснований предполагать наличия регионального срыва в основании чехла. Следовательно, отложения чехла на Б.Кавказе оказались, как тисками, зажаты с юга и севера выступами фундамента. Это – ситуация содвига, по Л.М.Расцветаеву, или мегаструктуры аркадного типа, по М.Л.Сомину, когда наибольшие деформации в обстановке общего сжатия происходят в глубоких структурных депрессиях между выступами фундамента, а сами выступы в связи с их реологическими особенностями остаются менее деформированными. Такая обстановка обусловила преимущественно «вертикальный» стиль деформаций в чехле и его умеренную, до 40% (по Ф.Л.Яковлеву) величину общего горизонтального сокращения. Более высокое положение фундамента Главного хребта может объяснить южную вергентность структур в зоне Южного склона. Сказанное не равносильно утверждению о полном отсутствии автономных деформаций в чехольном комплексе. Изменчивость дислокаций в чехле в вертикальном и горизонтальном направлениях [4], и наличие в нем тектонических покровов скорее всего связано с проявлением гравитационных процессов.

Приведенный материал показывает принципиальное различие между доальпийской и альпийской структурой Большого Кавказа. Первая характеризуется весьма значительным (возможно, многократным) размером горизонтального сокращения литосферы, сопровождавшимся субдукцией ее больших участков. Коллажно-аккреционный стиль фундамента, наличие в нем мощных тектонических покровов являются проявлениями такого стиля. При формировании альпийской структуры горизонтальное сокращение коры было намного меньше, поэтому структура альпийского чехла близка к когерентной, упорядоченной, в ней и в составе слагающих чехол комплексов нет признаков субдукции. Именно с этими различиями в тектоническом стиле доальпийского и альпийского Б.Кавказа может быть связано коренное различие в проявлениях эндогенной активности на этих этапах. Большое сокращение литосферы и субдукция провоцировали региональный метаморфизм и связанное с ним гранитообразование, в иных тектонических обстановках эти процессы не проявлялись. Большое сокращение литосферы приводит к утолщению и деформации коры, погружению ее нижних горизонтов и одновременно – к деляминации литосферы и быстрому подъему кверху горячего астеносферного материала. Так могут формироваться пояса низкобарического метаморфизма; несколько асинхронно и в другой части системы возникают пояса высокобарического типа.

Большой Кавказ – не уникальный пример корреляции между тектоническим стилем складчатого сооружения и проявлением в нем регионального метаморфизма. В складчатой системе Кубы проявления ларамийского регионального метаморфизма с уровнем до гранулитовой фации сочетается с субдукцией и «толстокожей» покровной тектоникой этого возраста. Такова же обстановка формирования кайнозойских метаморфических толщ южной Камчатки, Альп, Эллинид, а также варисцийских метаморфических комплексов в Аппалачах и Западной Европе. Напротив, в громадном Верхоянском складчатом поясе, практически лишенном покровных структур, нет регионального метаморфизма и сопряженного с ним гранитообразования. Аналогична ситуация в Пиренеях, Загросе, Копетдаге и ряде других систем. Из этих данных следует, что в осевых зонах складчатых систем, характеризующихся большой величиной горизонтального сокращения, должны существовать молодые метаморфические комплексы, возраст которых соответствует возрасту главной складчатости данной системы. Все еще распространенное мнение, что метаморфические толщи складчатых систем – это всегда их древний фундамент, является заблуждением.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ, грант 10-05-00036а.

Литература

1. Дотдугев С.И. Геотектоника. 1986. № 5. С. 94-106.
2. Панов Д.И., Ломизе М.Г. В: *Большой Кавказ в альпийскую эпоху*. М.ГЕОС. 2007. С.39-72.
3. Сомин М.Л. Там же. С.15-38.
4. Сомин М.Л. Там же. С.111-140.
5. Яковлев Ф.Л. В: *Проблемы тектонофизики*. Москва, ИФЗ РАН. 2008. С.335-345.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН РЕК БАССЕЙНА р. САМУР

*Тульшева Е.В.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Изучение геоморфологии речных долин бассейна р. Самур позволяет выделить основные причины размещения в них современных русел рек.

Главными притоками реки Самур от устья вверх по течению являются: Тагирджал, Усучай, Ахтычай, Курдул – правые притоки. К наиболее крупным левым притокам относятся Кара-Самур. В устьевых частях всех этих притоков (исключая Тагирджал) в долину р. Самур выдвигается комплекс террасированных аллювиальных отложений. Мощные комплексы отложений отмечаются в устьевых частях рек Ахтычай и Усучай, на которых построены села Усучай и Ахты. Эти комплексы рыхлых отложений формировались длительное время, при этом вынос рыхлого материала был в огромном количестве и водный поток реки Самур не успевал его перерабатывать, вовлекать в движущую силу водотока и таким образом рыхлые отложения постепенно выдвигались в долину р. Самур прижимая его русло к противоположному (левому) от устья берегу, а в случае левых притоков к правому.

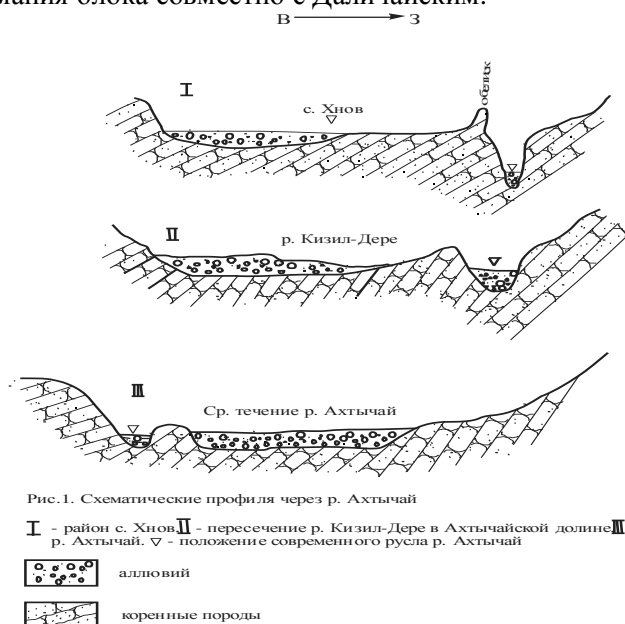
В случае притока Тагирджал, впадающего в Самур в нижнем его течении, когда водоток стал наиболее полноводным, не смотря на мощность притока, выдвигание массы рыхлого материала в долину основной реки не происходит. Она (масса рыхлого материала) перерабатывается и уносится водотоком Самура. В приустьевой части р. Курдул, так же не отмечено рыхлых отложений. Но на противоположном берегу Самура в пойме отмечаются мощные аллювиальные наносы с глыбами и валунами магматических пород Ахвай-Хурайской и Курдульской интрузии (диабазы, долериты). Отсутствие скоплений рыхлых отложений непосредственно при впадении Курдула в Самур объясняется современным переформированием русла Самура, при котором рыхлый материал был снесен, но в пойме примыкающей к левому борту сохранился.

Но не только речные наносы рыхлых отложений притоков влияли на положение основного водотока. В долине Самура выделяются мощные конуса выноса с бортов. Это отмечается на участках долин на левобережье Самура от устья р. Ахтычай и до селения Усучай во влиянии мелового останца г. Гестинкиль и ниже по течению почти до селения Магарамкент. Здесь выделяются мощные конусы выноса материала верхнеюрских отложений, освободившихся от бронированной их известняковой структуры нижнего мела, которые под влиянием гравитационных процессов смещены маломощными водными потоками к руслу. Русловой водный поток не всегда справляется с рыхлой массой и она постепенно наступала на русло, отодвигая его в противоположную сторону. В рыхлых конусах выноса отмечаются террасы, образовавшиеся за счет их подрезания водным потоком. Следует отметить еще один фактор влияния на положение русловой части долины р. Самур – это оползни. Выше по течению р. Самур от впадения правого притока – р. Усучай, в районе селения Мискинджи выделяется Мискинджинский оползень, в свое время перекрывший долину р. Самур. Оползень сошел с левого склона, представлен карбонатным обломочным материалом, который примыкал к вершине Гестинкиль. В период схода оползня русло Самура располагалось в левой части долины. Поэтому со сходом оползня долина была подпружена рыхлым оползневой массой, но поскольку русло находилось в левой части долины, то оно и стало прорезать оползневую перемычку в левой части, унаследовано от предыдущего периода. Хотя казалось бы, что русло реки смещено влево под влиянием оползневой массы пород. Мискинджинский оползень имеет большую протяженность вдоль долины реки Самур – вверх по течению до селения Ахтычай, где на левом берегу отмечается сохранившийся блок оползневых пород карбонатного состава. Подпруживание оползнем, видимо сказалось на формировании рыхлых отложений в приустьевой части долины р. Ахтычай, где на аллювиальных галечниках залегает слой мелкозернистых песчано-илистых отложений – озерной фации. В долинах притоков р. Самур отмечаются так же факторы формирования русел современных водотоков – вынос рыхлого материала в главную водную артерию бассейна, образование конусов выноса и оползневые процессы.

Рассмотрим интересную в этом плане долину р. Ахтычай, самого крупного притока реки Самур. В ее бассейне, в устьевых частях притоков в районе источника Курука, речек Мазачай, Фий, Кизил-дере, Даличай, Галагатхет – правых притоков Ахтычая; рек Каминчай, Серное, Огалматхет - левых притоков Ахтычая, в долину главной водной артерии выдвигается комплекс рыхлых аллювиально-делювиальных отложений, отодвигающие современное русло к правому или левому берегу. При этом в долине выделяются эрозионно-аллювиальные котловины: Хновская, Даличайская, Огалматхетская, Борчинская, в нижнем течении – Курукал-Ахтынская, Смугульская. На формирование этих котловин отмечены приустьевые процессы не оказывают влияния. Хотя в отдельных случаях формирование границ котловин и приустьевых процессов совпадают. Нижняя (по течению реки) граница Борчинской котловины обусловлена оползневой процессами пород средней юры левого склона. Долина Ахтычая здесь сужается

почти до каньона. Огалматхетская котловина обусловлена расширением долины за счет размыва пород одноименной речкой.

Интересный узел представляет нижняя часть Даличайской и верхняя часть Хновской котловин. Геоморфологическая обстановка русел здесь такова. При впадении р. Даличай в р. Ахтычай русло основного водотока Ахтычая смещено к обрывистому левому берегу. Оно прорезает здесь коренные породы (ааленские глинистые сланцы). На правом коренном берегу расположено селение Хнов, в юго-восточной части которого устанавливаются аллювиальные галечниковые отложения. Здесь проходило русло р. Ахтычай при впадении в него р. Даличай. В последующем русло Ахтычая начинает перемещаться к левому борту под влиянием переноса рыхлых речных отложений. Этот процесс был настолько интенсивным, что водоток сменил свое прежнее русло и стал врезаться в коренные породы и принял современное положение. Нельзя сказать, что смещение русла влево происходило только под влиянием аллювиальных процессов, как это мы описывали в начале статьи для водотоков бассейна р. Самур. Здесь же, видимо, имело место неотектоническое воздействие, а именно горизонтальное смещение блока пород с одновременным его поднятием. Далее вниз по течению русло прижато к левому борту и в таком положении оно находится до правого притока Ахтычая – р. Кизил-Дере и так почти до р.Гдым. В приустьевой части р. Кизил-Дере происходит вынос огромного количества рыхлых отложений (аллювий, делювий) в долину р. Ахтычай. В таком количестве водоток Ахтычая не справляется с этой массой рыхлых отложений и она в террасированном виде (выделяется до 4^x террас) сохраняется до настоящего времени. Здесь также отмечается интенсивное смещение русла Ахтычая влево, что приводит к своеобразному перескоку его через небольшой массив коренных пород. Так что непосредственно напротив устья левого притока – речки Катухчай русло Ахтычая проходит в коренных породах (рис. 1), образуя небольшой своеобразный каньон, врезающийся в коренные породы на протяжении 15-20 м. Здесь, конечно, неоспоримо влияние перемещающейся массы рыхлых отложений водотоком Кизил-Дере. Не исключено наличие современного воздымания блока совместно с Даличайским.



Ниже правого притока р. Фий в долине Ахтычая отмечается незначительная котловина, в которой русло речки интенсивно смещается вправо (рис. 1). Здесь четко выражено прежнее положение русла, выполненное рыхлыми аллювиальными отложениями в коренном ложе. Это древнее русло покинуто русловым потоком – происходит своеобразный перескок русла через коренные породы и врезание его в крайнем правом прибортовом положении в эти породы. На этом участке совершенно не видно причин смещения руслового потока, здесь нет бокового притока с мощным привносом рыхлых отложений. И вероятной причиной такой геоморфологической картины могут являться процессы горизонтального современного перемещения блока пород в левую сторону.

Наконец, рассмотрим Мазинский участок. Водоток р.Мазачай выносит огромное количество рыхлого материала и отлагает его в приустьевой части в долине р.Ахтычай и в нижней расширенной части долины самой речки Мазачай. Здесь отмечаются мощные террасы рыхлых отложений и смещение русла р. Ахтычай в левую сторону. Ниже по течению р. Ахтычай выде-

ляется небольшая по размерам эрозионно-аллювиальная Смугульская котловина, в которой водоток постоянно смещается в левую сторону, формируя при этом аллювиальные террасы (рис. 2). Здесь мы так же не видим явных причин смещения рыхлого материала в левую прибортовую сторону. Водоток постоянно смещается влево, затем покинул прежнее русло и начал врезаться в крайнем левом положении в коренные породы. На врезе коренных пород остались следы прежнего водотока аллювиальных отложений мощностью до 0,4-0,5 м. На этом участке так же можно предполагать горизонтальное неотектоническое перемещение блока пород вправо, а водотока влево, при этом происходило воздымание пород.

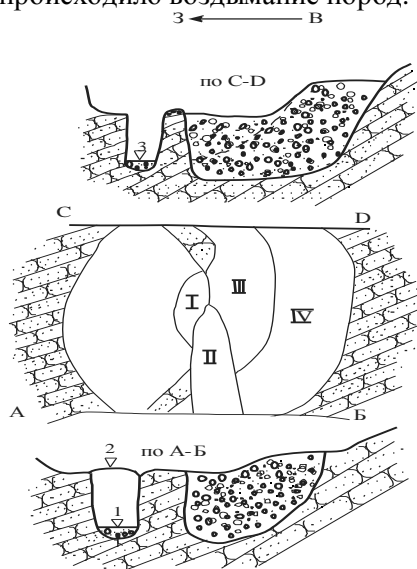



Рис. 2. Схема Смугульской котловины

В центре план, вверху, внизу разрезы; ∇ 1,3 положение русла Ахтычай, 2 - мост через Ахтычай

I, II, III, IV - террасы р. Ахтычай в Смугульской котловине

 аллювий

 коренные породы

И так мы видим, что основными природными факторами геоморфологического формирования придонных частей долин являются – перемещение массы аллювиально-делювиального материала боковых притоков в долину основного водотока; формирование конусов выноса; образование мощных оползней. Это экзогенные факторы. К эндогенным проявлениям мы относим вертикальные и горизонтальные перемещения блоков пород в неотектонический этап. Роль вертикальных движений на формирование речных долин показана нами в [1], возможная роль горизонтальных движений отмечена в [2].

Литература

1. Тулышева Е.В. Речные долины Дагестана и их неотектоническая обусловленность. Дисс. на соискание уч. ст. к.г.н., Махачкала 2002, 218 с.
2. Тулышева Е.В. К дискуссии о природе орографического парадокса осевой зоны Восточного Кавказа. Геоморфология, №4, 1996, с 19-24.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Энна Н.Л.

ФГУГП «Кавказгеолсъёмка», г. Ессентуки, Россия, enna@geolog.kmv.ru

Проявление магматизма в пределах Большого Кавказа соответствует тектономагматическим этапам развития региона, а именно догерцинскому, герцинскому, индосинийскому, раннеальпийскому (киммерийскому) и позднеальпийскому. Основные фактические данные по магматическим образованиям Северного Кавказа, в целом, обобщены в монографиях И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелиа (2005 г.), А.М.Борсука (1979), Д.М.Шенгелиа (1972 г.), работах Г.Д. Афанасьева, А.Г. Гурбанова и др. [2-4,7,9,10 и др.]. В 2001 году ФГУГП «Кавказгеолсъёмка» завершены работы по оценке изученности магматических комплексов Северного

Кавказа, составлены карты распространения магматических комплексов, выделены массивы для подготовки их эталонов. Тектоническая позиция и возраст домезозойского интрузивного магматизма зоны Главного хребта Большого Кавказа приводится в ряде работ [3, 4, 6 и др.]. Среди мезо-кайнозойских магматических образований в настоящее время на Северном Кавказе выделяется более 30 магматических комплексов и ассоциаций вулканических и осадочных пород. Насыщенность магматическими образованиями геологического разреза и, соответственно, их распространенность по латерали неравномерные и связаны с заложением и развитием рифтового бассейна в нижней-средней юре, пассивного этапа континентальной окраины (с позднего келловея до эоцена) и особенностями тектонического развития в этап позднеальпийской коллизии.

Считается, что главными тектоническими событиями индосинийского этапа на Большом Кавказе являются закрытие океана Палеотетис, окончательное формирование Магерского аллохтона, содвиговой, в целом, структуры южной окраины Скифской платформы, формирование диагональных складчато-разрывных зоны Пшехско-Адлерской, Центрально-Кавказской и Восточно-Дагестанской, которые в последующие эпохи играли роль трансформных разломов типа океан-континент. На фронте индосинийской активной окраины на восточном фланге Центрально-Кавказского блока произошло становление образований Цейского комплекса, в пределах зоны Передового хребта - чучкурского.

Цейский комплекс диорит-гранодиоритовый плутонический ($\gamma\delta_1T_3c$) развит в пределах Адайхохского блока зоны Главного хребта и представлен гранодиоритами и кварцевыми диоритами с многочисленными ксенолитами основных пород. По соотношению калия и натрия они относятся к натриевой серии, по коэффициенту глиноземистости ($al= 1,40-14,25$) - являются высоко и крайне высокоглиноземистыми. По соотношению $Al/(Na + K + Ca/2) > 1,05$ они относятся к S - гранитоидам. По мнению ряда исследователей породы комплекса корового происхождения, формировавшиеся в результате анатексиса и палингенеза сиалического субстрата. Возраст цейского комплекса проблематичен, большинством исследователей принимается триасовый возраст, значение возраста, полученное при ГДП-200 U – Pb методом, соответствует $196,0 \pm 3,5$ млн.лет (омоложенное?). Рудных объектов достоверно связанных с образованиями цейского комплекса не известно. *Чучкурский комплекс диорит-гранодиорит-порфиновый гипабиссальный ($\gamma\delta T_3c$)* распространен в зоне Передового хребта, при этом, большинство интрузивных тел приурочено к северной части зоны, к зонам разломов поддвигаемого типа. Представлен, в основном, гранодиорит-порфирами, реже кварцевыми диоритами, образующие дайки, штоки, силлы, прорывающими девонские отложения и пермские красноцветы. Порфировые выделения представлены кварцем (2-3%), плагиоклазом (10-20%), основная масса (75-80%) - аллотриаморфными, реже таблитчатыми зернами плагиоклаза, ксеноморфным кварцем и темноцветными, замещенными вторичными минералами. Триасовый возраст комплекса принят условно и определяется по геологическим данным – его интрузии секут девонские и позднепермские образования. К интрузивным образованиям комплекса приурочены зоны сульфидизации с минерализацией золота золото-полисульфидно-кварцевого, с элементами адуляр-кварцевого, формационного типа.

Раннеальпийская (киммерийская) тектоно-магматическая активизация интенсивно проявилась на ранних стадиях развития юрского рифтогенного бассейна. С первой, наиболее ранней стадией вулканического цикла, связано образование пород андезито-дацитово-дацитовой формации, ареал развития которых ограничен выходами образований северного континентального шельфа и спилито-диабазовой, приуроченной к образованиям осевой части рифтогенного бассейна. Позднее магматическая деятельность проявилась внедрением даек основного состава (лауро-казбекский латеральный ряд) и формированием субщелочных образований основного и кислого состава (хуламский, санчаро-кардывачский комплексы).

Образования андезито-дацитовой формации развиты в Лабино-Малкинской и Дигоро-Осетинской структурно-фациальных зонах (СФЗ), менее широко - в Псеашхинской, Домбайской и Адайхох-Дарьяльской. В *Лабино-Малкинской СФЗ* в составе маринского дацит-андезитового вулканического комплекса установлены покровная и субвулканическая фации. Первая из них представлена туфами, туфобрекчиями, лавами андезитов, дацитов и риодацитов, залегающих среди терригенных отложений хумаринской и шоанской свит, а субвулканическая - дайками, силлами, штоками андезитов, дацитов, гранит-порфиоров, диорит-порфиритов и связанных с ними эруптивными брекчиями. Породы комплекса образуют бимодальную андезит-риолитовую формацию в которой преобладают разности с нормальной щелочностью. Изотоп-

ные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мономинеральных фракциях плагиоклаза и апатита из андезитов, дацитов и риолитов невысоки (0,7039-0,7053), изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в плагиоклазах из тех же пород имеют небольшие значения от +6,6 до +7,4‰, что может свидетельствовать о влиянии мантийного источника [1]. К образованиям комплекса приурочены комплексные аномалии Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, As, Ba, Sb, отмечаются минерализованные зоны с золото-серебряным оруденением. В *Дигоро-Осетинской СФЗ* вулканогенные образования наблюдаются в составе садонской свиты (садонская осадочно-вулканогенная ассоциация) и представлены сложной ассоциацией лавовых, пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. Среди излившихся пород и их туфов преобладают дациты, реже встречаются риолиты, кварцевые латиандезиты и кварцевые андезиты. Породы относятся к натриевой серии, характеризуются повышенной глиноземистостью [11]. С вулканогенными образованиями парагенетически связано полиметаллическое оруденение Садонского рудного района. В *Псеаихинской, Домбайской и Адайхох-Дарьяльской СФЗ* вулканогенно-осадочная ассоциация представлена глинистыми сланцами с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников, горизонтами туфов и лав андезитового и андезидацитового состава, реже встречаются дайки, некки и силлы андезитов, микродиоритов, дацитов, плагиодацитов. В целом, породы андезито-дацитовой формации представлены слабо дифференцированной серией вулканогенных образований от дацитовых до андезито-дацитовых порфиритов. На диаграмме разделения андезитовых и базальтовых серий в координатах $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ все они размещены в поле андезитовой серии и относятся к континентально-морским известково-щелочным образованиям. На других петрохимических диаграммах породы формации располагаются, преимущественно, в областях континентально-морских и островодужных изветково-щелочных образований [11].

Образования спилито-диабазовой формации приурочены к осевой полосе Главного Кавказского хребта и его южному склону (Псехако-Березовская, Фиагдонская и Мачхалор-Даккичайская СФЗ). В *Псехако-Березовской СФЗ* образования спилито-диабазовой формации развиты в составе вулканогенно-осадочной ассоциации р.Туровой и чаталтапинского базальтового комплекса. Первая из них сложена аргиллитами, содержащими линзующиеся горизонты базальтовых порфиритов и их туфов [5]. Покровная фация чаталтапинского комплекса представлена эффузивными и пирокластическими образованиями, среди которых отмечаются спилиты, спилитовые и базальтовые порфириты с характерной подушечной отдельностью, лаво- и туфобрекчии, крупнообломочные туфы. Субвулканическая фация представлена небольшими согласными и секущими пластовыми телами и дайками габброидов, находящимися в тесной ассоциации с покровами базальтовых порфиритов чаталтапинской свиты. Петрохимические характеристики пород весьма сходны и позволяют относить их к базальтам, переходным от толеитов к щелочным базальтам континентов и островных дуг. На диаграмме АФМ они располагаются в поле развития известково-щелочных и толеитовых базальтов, на диаграмме Дж.Пирса - преимущественно в поле известково-щелочных базальтов и низкокальциевых толеитов, одна точка базальтовых порфиритов и одна габбро расположены в поле базальтов океанического дна. В *Фиагдонской зоне* образования спилито-диабазовой формации развиты в составе выделенного здесь фиагдонского перидотит-габбрового комплекса, в *Мачхалор-Даккичайской* - в мачхалор-даккичайском вулканогенно-осадочном. Интрузивная фаза в пределах зон представлена мелкими штокообразными телами, дайками и силлами микрогабброидов, в Фиагдонской СФЗ встречаются дайковые тела ультрабазитов. Вулканогенные образования представлены лавовыми потоками базальтовых порфиритов, спилитов, витрофиров, вариолитов, пикритов. Петрохимические характеристики пород позволяют интерпретировать их как магнезиальную ветвь толеитовой серии, сходную с коматиитовым трендом дифференциации. Отнесение вулканогенных образований к толеитовой серии подтверждается их петрохимическими параметрами (в среднем по формации: $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO} = 1,2$; K_2O до 1%, Na_2O до 4%; $\text{Rb} = 10$ г/т; $\text{Sr} = 300$ г/т), индексами Готтини и Ритмана. На диаграмме Т.Х.Пирса в координатах $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ точки анализов располагаются преимущественно в поле океанических (абиссальных) базальтов и частично - в поле островодужных. На диаграмме разделения андезитовых и базальтовых серий в координатах $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$ все они размещены в поле базальтовой серии [11]. К вулканогенным отложениям зоны приурочено медно-колчеданное оруденение [1, 5 и др.].

С функционированием с начала бата на Закавказской плите островной дуги связано накопление мощных толщ вулканогенно-терригенных отложений, известных под названием «порфиритовая» серия. В конце бата условия растяжения сменились коллизией Закавказской островной дуги и Восточно-Европейской континентальной окраины, в результате чего на

Большом Кавказе сформировались зоны раннеальпийской складчатости, местами проявился гранитоидный магматизм (хуламский, санчаро-кардывачский комплексы).

С начальным, доколлизийным периодом, позднеальпийского этапа развития региона связаны незначительные проявления базальтоидного магматизма (сеноманские пилоулавы, айбгинский комплекс). В коллизийный период в пределах Центрально-Кавказской зоны активизации произошло формирование плутонических известково-щелочных комплексов (кавминводский, тырныаузский, теплинский), являющихся наиболее изученными [2, 7, 9, 11], и вулканических (эльбрусско-казбекский, ассоциация Рухс-Дзуар) образований, приуроченных к Транскавказскому поперечному поднятию [2, 8, 9]. В его пределах разместились Эльбрусский, Чегемский и Казбекский вулканические центры, объединяющие все проявления вулканической активности Большекавказского региона. Характерной особенностью является развитие вулканов центрального типа, обнаруживающих связь с глубинной тектонической делимостью кристаллического цоколя Центрального Кавказа. Металлогенической специализацией кавминводского комплекса является урановая и боросиликатная, тырныаузского и теплинского - редкометалльная (вольфрамовая с молибденом, оловом, золотом), подчиненная роль принадлежит меднопирротиновой и свинцово-цинковой [12].

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Под ред. Ю.Г.Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
2. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М., Наука, 1979, 300 с.
3. Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. – М.: Научный мир, 2005. 460 с.
4. Геология Большого Кавказа (Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа). Науч.ред. Г.Д. Ажгирей. М., Недра, 1976, 263 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-V (Красная Поляна). СПб: картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 213 с.
6. Лаврищев В.А., Энна Н.Л. Тектоническая позиция и возраст домезозойского интрузивного магматизма СФЗ Главного хребта Большого Кавказа / Тез.док. XI совещания. Екатеринбург. Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т.2, с. 5-6.
7. Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1977, 333 с.
8. Новейший и современный вулканизм на территории России. / Отв.ред. Н.П. Лавров. Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. – М.: Наука, 2005. С. 604.
9. Станкевич Е.К. Новейший магматизм Большого Кавказа. - Л.: Недра, 1976. – С. 232.
10. Шенгелия Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тб., 1972, 248 с.
11. Энна Н.Л. Петрохимические, геохимические и металлогенические особенности пород Теплинского комплекса. - Тезисы докладов VII Краевой конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. - Ессентуки, 1991. - С. 161-162.
12. Энна Н.Л. Петрохимические и минералогические особенности вулканогенных образований Горной Осетии (Северный Кавказ). - Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2003. - С. 455-460.

ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКАЯ КОЛЬЦЕВАЯ СТРУКТУРА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО ДАГЕСТАНА

Снежко В.В., Снежко В.А., Круткина О.Н.
ВСЕГЕИ

Вопросы неотектоники и геодинамики области сочленения складчатой системы Большого Кавказа и предгорных прогибов до сих пор изучены не достаточно. Не установлен достоверно характер залегания покровного четвертичного комплекса на подстилающих породах, имеются ли признаки его (как и нижележащих толщ) раздробления, т.е. неравномерных в новейшее и четвертичное время движений, каковы их масштаб и геодинамическая значимость, хотя эта область достаточно сейсмически активна в настоящее время, о чем свидетельствует приуроченность к ней значимых по своей магнитуде землетрясений (недавнее Курчалойское, Дагестанское 1970 г. и др.).

Для решения этих вопросов нет достаточных прямых геологических данных из-за почти полного отсутствия в четвертичных отложениях надежных маркирующих горизонтов и весьма ограниченной возможности непосредственного обследования и прослеживания разрывных на-

рушений и зон трещиноватости. Это заставляет максимально использовать дополнительные косвенные признаки, в том числе геоморфологические и анализ дневной поверхности с помощью дистанционных методов зондирования.

Для выявления ослабленных зон, чаще всего выражающихся в рельефе эрозионной сети, в пределах Северного Кавказа было проведено моделирование эрозионной расчлененности рельефа, при анализе построенных карт была выявлена (Снежко В.В и др., 2009), Восточно-Предкавказская кольцевая структура (ВПКС), довольно значительная по площади (порядка 2000 км²), отвечающая воздымающемуся в настоящее время куполовидному поднятию в центральной части Терско-Кумского передового прогиба (рис. 1).

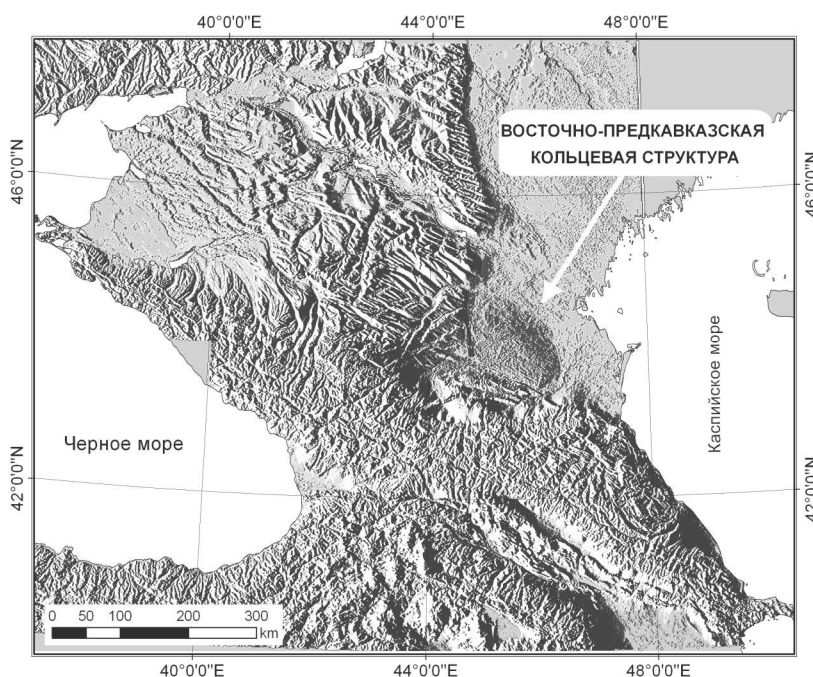


Рис.1. Карта полного горизонтального градиента рельефа дневной поверхности

Кольцевая структура устанавливается и при анализе других геолого-геофизических материалов. Так, на мелкомасштабных топографических картах она устанавливается по рисунку гидрографической сети. Юго-восточное её ограничение совпадает с коленообразным изгибом р. Терек в приустьевой части, а северо-западное – с дугообразным изгибом р. Кума, северо-восточное и юго-западное ограничения структуры в орографии региона выражены менее отчетливо, но уверенно дешифрируются по градиентам рельефа дневной поверхности. Границам ВПКС на карте густоты эрозионной сети соответствуют максимальные значения густоты

водотоков и ложбин, трассирующие ослабленные зоны, тогда как в центральной части структуры устанавливается почти полное их отсутствие.

При анализе карт эрозионной поверхности рельефа было установлено отчетливое деление ВПКС региональными линеаментами, отражающими, вероятнее всего, зоны разрывных тектонических нарушений, на крупные блоки (сегменты). Субширотный линеамент, Невинномысско-Махачкалинский (НМк), практически совпадает с руслом р. Терек в пределах структуры и пересекает её на северную и южную части. Сарул-Мцхетский (СМ) меридиональный линеамент пересекается с НМк в районе г. Моздок, делит северную часть структуры на два блока (западный - Величаевский и восточный – Артезианский). Южнее долины р. Терек, в пределах Терского и Сунженского хребтов (Терско-Сунженский блок), СМ линеамент устанавливается менее четко, возможно, в связи с тем, что здесь на поверхность выходят более древние неоген-палеогеновые отложения.

Отмеченные линеаменты, являются, скорее всего, тектоническими нарушениями, наиболее молодыми для всего региона Северного Кавказа. По своему выражению на материалах дистанционного зондирования, СМ линеамент аналогичен меридиональному разлому, выделяемому по долине р. Калаус (Шолохов и др., 2000). Следует отметить, что все водные артерии Величаевского блока далее указанного разлома в восточном направлении не прослеживаются. В северном направлении этот линеамент простирается далеко за пределы ВПКС, практически до долины р. Волга.

К контурам ограничения ВПКС на карте аномального гравиметрического поля приурочены локальные геофизические аномалии, а центральная часть структуры в физических полях характеризуется довольно спокойным рисунком. Описываемая структура устанавливается и по материалам субширотных глубинных геофизических профилей, пересекающих её в северной части. На профиле Ейск - Каспийское море (В.В. Белявский и др., 2006 г), при пересечении профилем границ ВПКС резко меняется рисунок поля удельного электрического сопротивления, рисунок волнового поля и скоростных характеристик, выделяется область повышенного поглощения волн до глубины 30-40 км.

СЕКЦИЯ 3

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ИХ РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

РЕЗЕРВЫ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ НЕРУДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ ДЛЯ РОСТА ПРОМЫШЛЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА РЕСПУБЛИКИ ДАГЕСТАН

Багатаев¹ Р.М., Беляев² Е.В., Сенаторов² П.П., Антонов² В.А., Власова² Р.Г.

¹Управление по недропользованию по Республике Дагестан), ²ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»

Минерально-сырьевые ресурсы недр могут и должны стать основой социально-экономического развития республики, что требует их систематического геологического изучения и планомерного увеличения объемов добычи различных видов полезных ископаемых. В настоящее время существует устойчивый интерес к инвестированию нефтяных и газовых месторождений, обусловленный ростом спроса и цен на углеводородное сырьё, в то время как без должного внимания остаются месторождения нерудных полезных ископаемых.

На территории Республики Дагестан пользуются распространением 24 вида нерудных полезных ископаемых (включая и общераспространенные): карбонатные породы для производства строительной извести, цементное сырьё, кварцевые пески и песчаники, бентонитоподобные глины, цеолитсодержащие породы, облицовочные камни, песчано-гравийные материалы, строительные камни, кирпично-черепичное сырьё и др. Всего зарегистрировано 136 объектов, по которым подсчитаны и утверждены запасы промышленных категорий, 29 из них отнесены к распределенному фонду. Кроме того, в республике опойсковано 106 перспективных объектов, по которым оценены прогнозные ресурсы категорий P_1 , P_2 и P_3 . Запасы карбонатных пород для производства строительной извести составляют 34% от общих запасов Южного федерального округа, облицовочных камней – 6,7%, песков формовочных – 23,5%, кварцевых песчаников – 100%, бентонитоподобных глин – 1,4%, гипса – 2,4%, лечебных грязей – 6,8%, пьезооптического сырья – 100%. Основную долю в общем балансе запасов республики категорий $A+B+C_1$ составляют песчано-гравийные материалы (53,4%), строительные камни (11,6%), пески для строительных работ (7,6%), пески и песчаники кварцевые (8,3%), кирпично-черепичные глины (7,0%), карбонатные породы для строительной извести (3,6%), пески формовочные (3,1%). Порядка 5% запасов суммарно приходится на бентонитоподобные глины, гипс, ангидрит, облицовочные камни, пыльные камни, ракушку морскую, минеральные пигменты, абразивное сырьё.

В общем балансе запасов категории C_2 66,3% занимает цементное сырьё, 16,4% - карбонатные породы для производства строительной извести, 6,1% пески и песчаники кварцевые, 3,8% - карбонаты для химической промышленности, 3,4% - гипс, ангидрит, 3,0% пески формовочные. Менее 1% запасов составляют бентонитоподобные глины и облицовочные камни.

В распределенном фонде основная доля запасов категорий $A+B+C_1$ приходится на песчано-гравийный материал (71,7%), пески кварцевые (10,5%), карбонатные породы для производства строительной извести (7,2%), пески для строительных работ (4,7%). Менее 6% запасов приходится на пыльные, строительные и облицовочные камни, кирпично-черепичное сырьё. В запасах категории C_2 86,0% составляют карбонатные породы для производства строительной извести, 13% пески кварцевые и около 1% облицовочные камни. Структура прогнозных ресурсов категории P_1 представлена следующим образом: 38,0% – пески кварцевые, 34% – карбонатные породы для производства строительной извести, 26,8% – цеолитсодержащие породы, 1,3% – бентонитоподобные глины, битумсодержащие породы и торф, сапропели; категории P_2 : 96,3% – цеолитсодержащие породы, 3,7% – битумсодержащие породы, 0,1% – гагат; категории P_3 : 88% – доломиты, 6,2% – бентонитоподобные породы, 5,8% – битумсодержащие породы.

Перспективное планирование развития производительных сил республики должно основываться на оценке минерально-сырьевого потенциала региона. При планировании геолого-разведочных работ и освоении месторождений, оценке конкурентоспособности территорий и стартовых условий их адаптации в рыночной экономике, проведении приватизации государственной собственности, реализации законов о земле и недрах, лицензировании, аренде территорий, разработке налоговой политики и т.д. необходимо учитывать стоимость недр.

Предварительно оцененная стоимость минерально-сырьевого потенциала твердых нерудных полезных ископаемых в недрах Республики Дагестан составляет по состоянию на 01.01.2010 г. в 53194 млн руб., из них 35860 млн руб. (67,6%) приходится на разведанные запасы

сы. По видам сырья стоимость минерально-сырьевого потенциала распределяется следующим образом: первое место занимает цементное сырье (28,5%), второе – цеолитсодержащие породы (25,8%), третье – стекольное сырье (10,8%). Далее по значимости следуют камни строительные (6,6%), формовочные материалы (5,1%), сырье для производства извести (4,7%) песчано-гравийные материалы (3,9%), камни пильные и кирпично-черепичное сырье (по 2,9%), пески для силикатных изделий (2,0%), облицовочные камни (1,7%). Доля каждого из оставшихся видов нерудного сырья, имеющих на территории Республики Дагестан, в стоимости минерально-сырьевого потенциала составляет менее 1,5%.

По стоимости разведанных запасов картина несколько меняется. В ее структуре уверенно лидирует цементное сырье (42,3%), на втором месте стекольное сырье (16,0%), на третьем – формовочные материалы (8,9%). Цеолитсодержащие породы в стоимости разведанных запасов отсутствуют вовсе. Велика доля сырья для производства извести (6,9%), песчано-гравийных материалов (5,8%), камней пильных и кирпично-черепичного сырья (по 4,3%). Пескам для силикатных изделий принадлежит 3,0%. Доля оставшихся видов нерудного сырья, имеющих на территории Республики Дагестан, в стоимости разведанных запасов не превышает 2%.

Средняя удельная стоимость разведанных запасов в недрах Республики Дагестан в расчете на 1 км² территории составляет 712 тыс. руб., в расчете на 1 жителя – 13,3 тыс. руб.

Удельный вес прогнозных ресурсов в структуре стоимости минерально-сырьевого потенциала нерудных полезных ископаемых составляет 32,4%. Наибольшая доля в стоимости прогнозных ресурсов принадлежит цеолитсодержащим породам (79,3%), камням строительным (16,8%), облицовочным камням (3,0%). Проведенное геолого-экономическое районирование территории Республики Дагестан показало, что из трех выделенных горно-промышленных зон наибольшую стоимость (более 43% республиканской) имеет минерально-сырьевой потенциал Предгорной ГПЗ – 22956 млн руб.; 30,4% или 16179 млн руб. составляет доля Равнинной ГПЗ. На третьем месте по стоимости минерально-сырьевого потенциала располагается Приморская ГПЗ – 13667 млн руб. (25,7%).

Отличительной особенностью в стоимости минерально-сырьевого потенциала Приморской ГПЗ является высокая доля прогнозных ресурсов (50,9%), что закономерно диктует необходимость геологоразведочных работ. В структуре минерально-сырьевого потенциала ведущее положение принадлежит цеолитсодержащим породам (50,9%), песчано-гравийным материалам (14,9%), камням пильным (8,5%). В стоимостной структуре разведанных запасов высока доля песчано-гравийных материалов (30,3%), камней пильных (17,4%), песков для силикатных изделий (12,6%). Прогнозные ресурсы представлены практически монополюсно цеолитсодержащими породами. Из выделенных на территории Приморской ГПЗ промышленно-сырьевых узлов по размерам минерального богатства наиболее крупными являются Махачкалинский (3209 млн руб.) и Магарамкентский (1858 млн руб.) ПСУ. Однако наиболее значительная часть минерально-сырьевого потенциала (6952 млн руб.) находится вне промышленно-сырьевых узлов Приморской ГПЗ. В стоимости минерально-сырьевого потенциала Равнинной ГПЗ высока доля разведанных запасов (82,6%). В структуре стоимости минерально-сырьевого потенциала ведущее положение принадлежит стекольному (кварцевому) сырью (32,7%), камням строительным (19,0%), формовочным материалам (15,5%), сырью для производства извести (13,9%). В стоимостной структуре разведанных запасов также высока доля стекольного (кварцевого) сырья (39,6%), формовочных материалов (18,7%), сырья для производства извести (16,8%). Из выделенных на территории Равнинной ГПЗ промышленно-сырьевых узлов по размерам минерального богатства наиболее крупным является Чиркейский ПСУ (6974,1 млн руб.).

Минерально-сырьевой потенциал Предгорной ГПЗ характеризуется наиболее оптимальным сочетанием разведанных запасов (67,7%) и прогнозных ресурсов (32,3%). В структуре минерально-сырьевого потенциала ведущее положение принадлежит цементному сырью (60,8%) и цеолитсодержащим породам (29,6%). В стоимостной структуре разведанных запасов доля цементного сырья достигает монополюсного значения (89,8%). Прогнозные ресурсы представлены более чем на 90% цеолитсодержащими породами. Из выделенных на территории Предгорной ГПЗ промышленно-сырьевых узлов по размерам минерального богатства наиболее крупным является Левашинский ПСУ (7721 млн руб.).

Таким образом, проведенная предварительная геоло-экономическая оценка показала, что структура стоимости минерального сырья в недрах Республики Дагестан вполне благоприятна для развития минерально-сырьевой базы региона и ее использования для местных и межрегиональных нужд.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МАЙКОПСКИХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Белуженко Е.В.

ОАО «Кабардино-Балкарская геологоразведочная экспедиция», г. Нальчик

Майкопские и неогеновые отложения Северного Кавказа имеют общую мощность многие сотни метров, а площадь их развития на дневной поверхности весьма обширна. К этим отложениям приурочены разнообразные полезные ископаемые, в том числе: углеводороды, подземные воды (пресные, минеральные, промышленные), металлические полезные ископаемые, разнообразное строительное минеральное сырье и другие нерудные полезные ископаемые. Ниже приводится краткое описание твердых полезных ископаемых майкопа и неогена.

Металлические полезные ископаемые

К майкопским и неогеновым отложениям Северного Кавказа и Предкавказья приурочены непромышленные месторождения железных и марганцевых руд, проявления титан-циркониевой россыпной минерализации, урановых и редкометальных руд.

Железные руды нижнего киммерия (железнодороговская свита) Таманско-Крымского района Западного Кавказа. Проявления и непромышленные месторождения железных руд образуют здесь Таманскую группу. Наиболее крупные из них сосредоточены в двух районах: один расположен в западной части Таманского полуострова (Таманское и Восточно-Таманское месторождения), другой - вблизи г. Крымска (Крымское, Горно-Веселовское и Молдаванское). Между ними расположен ряд более мелких проявлений. Оолитовые бурожелезняковые и шамотитовые железные руды с содержанием железа более 25 % приурочены к нижней части железнодороговской свиты, имея общую мощность до 40-45 м. Запасы руд в выявленных залежах от 1 до 16 млн. т, составляя в сумме по всем залежам Таманской группы 45-49 млн. т. В настоящее время железные руды могут представлять интерес как активные минеральные добавки при производстве цемента, как утяжелители буровых растворов и как минеральные пигменты. Наиболее перспективным является Крымское месторождение с запасами сырья около 17 млн. т. (Корсаков, Белуженко и др., 2007, в печати).

Марганцевые руды. На площади Западного Кавказа известно одно марганцевое месторождение – Лабинское, которое приурочено к песчано-алевритовым отложениям якунькинской и каладжинской свит майкопской серии. В состав месторождения входят 16 отдельных участков (проявлений) марганца. Месторождение протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 80 км, при ширине до 5-6 км (междуречье Белая-Лаба). Оруденение приурочено к двум стратиграфическим уровням: нижний - якунькинская свита, верхний - верхняя часть каладжинской свиты. Уровни разделены пачкой глин мощностью от 130 до 270 м, мощность рудных горизонтов от 5 до 40 м. Запасы марганца по категории С₂ в целом составляют около 20 млн. т, в том числе для кондиционных руд (с содержанием Mn более 10 %) – 14,5 млн. т и некондиционных (с содержанием Mn от 5 до 10%) – 5,6 млн. т. (Корсаков, Семенуха и др., 2004, в печати). Месторождение считается непромышленным, однако, учитывая дефицит марганца в России, особенно в Европейской части России, нуждается в дополнительном изучении.

Титан-циркониевые россыпи Северного Кавказа входят в состав Предкавказской россыпной провинции. Провинция характеризуется высокой насыщенностью россыпями и многократной их повторяемостью в стратиграфическом разрезе. На описываемой территории выделяются два изученных россыпных района: Таманско-Крымский и Ставропольский; известны также проявления титан-циркония в Восточном Дагестане.

Таманско-Крымский россыпной район расположен на Таманском полуострове и восточнее, вплоть до г. Крымска и приурочен к отложениям верхов киммерия и низов акчагыла (сенновская свита), в единичном случае – к отложениям понта. Проявления не имеют промышленного значения из-за низкого содержания полезных компонентов, или незначительных размеров залежей (Корсаков, Белуженко и др., 2007, в печати).

Титан-циркониевые россыпи Ставропольского россыпного района достаточно известны и наиболее изучены. Здесь расположено единственное пока промышленное месторождение титан-циркония – Бешпагирское, запасы которого утверждены в ГКЗ (входит в пятерку крупнейших месторождений России); несколько перспективных проявлений, приуроченных к средне-верхнесарматским отложениям. Промышленная разработка Бешпагирского месторождения не осуществляется из-за отсутствия промышленной воды и экологических причин.

Наименее изученным является титан-циркониевые проявления, приуроченные к чокрак-караганским отложениям Восточного Дагестана. Проведенные к настоящему времени работы позволяют выделить наиболее перспективные участки, на которых рекомендуются более детальные работы. Это нижнее течение р. Рубас-чай, Бугленский участок (долины р. Шура-Озень). Здесь установлено повышенное содержание полезных компонентов (до 60 кг/м³), значительные мощности (метры и более) полезной толщи (Черкашин и др., 2008).

Урановые и редкометалльные руды. Глинистые отложения майкопской серии на юге России вмещают ураново-фосфорно-редкоземельные месторождения и проявления, связанные с костным детритом рыб (Ергенинский район). Месторождения и проявления приурочены к так называемым «рыбным фациям» верхнего олигоцена (Столяров, Ивлева, 2004). В этих породах концентрируются все редкие элементы, а также уран и скандий. В Предкавказье «рыбные» пласты (мощностью до первых десятков см) приурочены к юго-восточному флангу Восточно-Кубанской впадины, где отдельные их проявления отмечены по р. Кубань от г. Черкесска (Черкесское проявление) вниз по течению до пос. Галицийский (Ураковско-Богословская группа проявлений). Проведенными работами установлено, что «рыбные» пласты, кроме повышенных содержаний урана, скандия, редких земель содержат также значительные концентрации молибдена, кобальта и других микроэлементов. Промышленное значение этих проявлений незначительно.

Неметаллические полезные ископаемые

К майкопским и неогеновым отложениям приурочены стекольные, формовочные и строительные пески, известняки-ракушечники, керамзитовые, бентонитовые и лечебные глины, пеплы, туфы и другие полезные ископаемые.

Стекольные и формовочные пески. Стекольные пески приурочены к отложениям сенновской свиты (киммерий - акчагыл) Западного Кавказа (Таманский полуостров), верхне-сарматским (спасская свита), чокракско-караганским отложениям Центрального Предкавказья (калаусская свита) и Дагестана (махачкалинская свита). Пески сенновской свиты могут использоваться и как формовочные (Спасское и др. месторождения Тамани). В качестве перспективного объекта стекольного сырья могут рассматриваться также пески каладжинской свиты олигоцена-нижнего миоцена Лабинского района (Корсаков, Семенуха и др., 2004, в печати).

Строительные материалы. Неогеновые отложения широко используются в качестве строительного минерального сырья. Наибольшее значение имеют:

- строительные пески различного назначения (отложения среднего майкопа, чокрака-карагана, среднего и верхнего сармата, киммерия-акчагыла, эоплейстоцена);
- детритусовые и ракушечные известняки, переходящие в известковистые песчаники (сырье для производства щебня, стеновых блоков, облицовочного камня, извести). Они распространены в миоценовых отложениях, в основном – средний и верхний сармат, мэотис и понт (Белуженко, в печати);
- кирпично-черепичное сырье (глины всего разреза неогена);
- керамзитовые глины майкопских и киммерийских отложений (Западный Кавказ и Центральное Предкавказье);
- пеплы и туфы акчагыльско-эоплейстоценовых отложений (свита Рухс-Дзуар и ее аналоги - Северная Осетия и Кабардино-Балкария).

Значение этих полезных ископаемых достаточно хорошо известно и описано в литературе. Кроме того, имеются отдельные месторождения диатомовых глин (майкоп- Западный Кавказ) и гипса (чокрак-караган – Западный и Восточный Кавказ), представляющие меньший практический интерес и не используемые промышленностью.

Тереклиты (ископаемые лечебные глины) майкопских отложений. Для лечебных целей подходят природные высокопластичные, тонкодисперсные глины без включений, которые после разбавления минеральной, или обычной водой могут использоваться в качестве искусственных грязей. Впервые на Северном Кавказе для лечебных целей были использованы ископаемые майкопские глины, добываемые на левобережье р. Терек (тереклиты). Они использовались Владикавказской физиотерапевтической больницей в качестве сырья для приготовления искусственных грязей более 50 лет. Известно также Новосвободненское перспективное проявление аналогичных глин в республике Адыгея. Полезная толща здесь также представлена глинами майкопской серии (баталпашинская свита). На проявлении проводились оценочные работы (ОАО «Севкавгеология», г. Ессентуки). Аналогичные глины известны на всем Северном Кавказе, в частности, в Ставрополье, но слабо изучены, хотя эта область их применения

весьма перспективна.

Бентониты майкопских и киммерийских отложений. Бентониты в большинстве случаев являются продуктами диагенеза вулканических пеплов. Это сырье может применяться для получения сорбентов, формовочных материалов, при приготовлении буровых растворов, минеральных удобрений и др. На Северном Кавказе имеется несколько проявлений бентонитов, которые приурочены к отложениям майкопской серии и железнороговской свиты киммерийского региона (Западный Кавказ), (Количественная ..., 2007, с. 34-38).

На Таманском полуострове известны проявления бентонитовых глин, приуроченных к киммерийским отложениям (железнороговская свита). Они расположены на мысах Железный Рог и Верблюд, а также вблизи ст. Варениковской.

Перспективные проявления бентонитового сырья приурочены к майкопским отложениям всего Северного Кавказа. Наиболее изучены глины майкопской серии Северной Осетии. Здесь, на ряде участков (между р.р. Урсдон и Гизельдон) установлено, что майкопские глины содержат монтмориллонит в количестве 30-40 % (реже 60 %) и цеолиты (до 11 %). Они являются бентонитовым сырьем с магнием-натриевым и магниевым составом обменного комплекса. Мощности полезной толщи 100-110 м. Рекомендовано их дальнейшее изучение в качестве сырья для производства глинопорозов, а также комбикормов и удобрений (Сабитов, Лыгина и др., 2009).

В Ставропольском крае также имеется несколько проявлений бентонитов, приуроченных к майкопским отложениям. Это Невинномысское, Лермонтовское, Янкульское и др. проявления; содержания монтмориллонита достигают здесь до 25-50 % (Количественная ..., 2007). В Республики Дагестан (бассейн р. Рубас-чай) в отложениях майкопской серии (верхний олигоцен) выявлено Дарвагчайское проявление бентонитовых глин с содержанием монтмориллонита до 42-49 %. Содержание монтмориллонита в глинах баталпашинской свиты на Новосвободненском проявлении лечебных глин (междуречье Белой и Фарса, Республика Адыгея) достигает 43 % на мощность до 2 м (данные ОАО «Севкавгеология»). Бентонитовое сырье майкопских и киммерийских отложений изучено недостаточно. Необходимо его дальнейшее изучение с целью выявления промышленных месторождений и создания сырьевой базы бентонитового сырья на Северном Кавказе.

Литература

1. Е.В. Белуженко. Раковинно-детритовые известняки неогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья - индикаторы палеогеографических условий образования // Материалы Всероссийского совещания по неогеновым и четвертичным проблемам 31 марта – 1 апреля 2011 г. Геологический и-т РАН. Москва, 2011. (в печати).
2. Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсов неметаллических полезных ископаемых // Методическое пособие (Главный редактор Е.М. Аксенов). Том III. Нерудное металлургическое сырье. Казань. ЗАО «Новое знание». 2007. 94 с.
3. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37- XXXV (Майкоп). Объяснительная записка. 2004 (в печати).
4. Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И. и др. То же. Лист L-37- XXVI (Новороссийск). Объяснительная записка. 2007 (в печати).
5. Сабитов А.А., Лыгина Т.З., Руселик Е.С., Мирошников К.Е. Северосетинские бентониты: особенности минерального состава и прогноз направлений их использования // Разведка и охрана недр. 2009. № 10. С. 46-50.
6. Столяров А.С., Ивлева Е.И. Верхнеолигоценные отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 3. С. 252-270.
7. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Перспективность поисков титано-циркониевых россыпей в миоцен-плейстоценовых отложениях Дагестана. Институт геологии Дагестанского научного центра РАН, Махачкала, 2008.

РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

Вдовина О.К., Колотов Б.А., Карабаев Г.В., Качнова М.И.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП «ИМГРЭ»

В рамках реализации федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» в ИМГРЭ ведется разработка и апробация модели полевой комплексной геолого-геохимической лаборатории с целью повышения эффективности прогнозно-поисковых и эколого-геохимических работ. Авторским коллективом были апробированы приборные комплексы на следующие основные компоненты состава вод и водных вытяжек:

№	Определяемые компоненты	Приборные комплексы	Диапазон измерений концентраций*
1	Ca ²⁺ , K ⁺ , Na ⁺ , Ca ⁺ , Mg ²⁺ , Ba ²⁺ , Cl ⁻ , Cr ³⁺ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻ , Fe ³⁺ , SO ₄ ²⁻ , F ⁻ , Fe ³⁺ , Zn ²⁺	Переносная комплект-лаборатория «Обь» на базе АНИОН 7051 портативный иономер/кондуктометр	0,00001 - 0,1 моль/л
2	pH		0 - 14
3	Eh (ОВП)		-1500 мВ - +1500 мВ
4	Fe ³⁺	Анализатор вольтамперометрический АВА-3	0,000001 - 0,000002 моль/л
6	Pb ⁴⁺ , Cd ²⁺ , Cu ²⁺		0,5 - 200 мкг/л
7	Zn ²⁺ , As ⁵⁺ , Se ⁶⁺		1 - 10000 мкг/л
8	As ⁵⁺ , Se ⁶⁺		1 - 1000 мкг/л
9	pH	Экспресс-тесты	0 - 14
10	Общая жесткость		0,4 - 50 мМоль/л
11	Fe ³⁺		20 - 1000 мг/л
12	Fe ²⁺		2 - 300 мг/л
13	NO ₃ ⁻		0 - 1000 мг/л
14	NO ₂ ⁻		0 - 300 мг/л
15	Ni ²⁺		10 - 1000 мг/л

* для анализа проб без обогащения и разбавления определяемого компонента.

Разработка лаборатории предусматривает три инструментальных блока:

а) первый блок – применяющийся непосредственно *на точке опробования*.

б) второй блок – *в полевом лагере*, с помощью которого определяются микро- и макроэлементы в водах и вытяжках, металлы в породах, металлотметрических и донных пробах с использованием приборов, которые трудно использовать непосредственно в геологическом маршруте.

в) третий блок состоит из оборудования для отбора проб, их консервации и транспортировки. Для таких проб используются прецизионные методы анализа, для проведения которых требуются стационарные условия (ИСП, атомная абсорбция, хроматографические методы и др.).

Пожалуй, самую важную роль для выделения рудных объектов на закрытых территориях играют подвижные формы элементов, определяемые в водных вытяжках из почв и донных отложений. Они обогащены рудными элементами и дают ценную информацию при поисках полезных ископаемых.

Гидрохимические методы поисков давно и успешно применяются для поисков рудных месторождений [1, 2, 3, 4]. Особенно это актуально сейчас, когда, с одной стороны, появились новые прецизионные методы анализа проб воды и водных вытяжек, а с другой – насущна необходимость пополнения запасов дефицитных металлов и, особенно, урана, значительные ресурсы которого сосредоточены на закрытых территориях платформенных плит.

Надо отметить, что благодаря революционному прорыву в аналитической химии стало возможно определять даже довольно низкие концентрации искомого элемента. Это позволяет прогнозировать выявление рудных объектов на закрытых территориях и особую роль тут играют гидрохимические поиски рудных объектов. Информативность именно гидрохимических методов при региональных геологических работах на закрытых территориях обусловлена несколькими причинами. Во-первых, вода как наиболее подвижная среда доставляет геохимический сигнал к дневной поверхности, во-вторых, информативность обусловлена самими свойствами воды: в силу ее чрезвычайной подвижности гидрохимические ореолы имеют большие размеры, что повышают возможность, образно говоря, «попадания в мишень» при выявлении рудных объектов. Так, на рисунке 1 показана новая перспективная площадь, выделенная Л.А.

Криночкиным [5] по результатам переинтерпретации данных геохимической информации, полученной в результате реализации в 1999–2004 г.г. международной программы эколого-геохимического картирования [6] в пределах показанного региона (рис. 1). Плотность опробования - 1 пункт на 1000 кв.км. Пробы анализировались на широкий комплекс элементов методами ионной хроматографии, ICP-MS, ICP-OES и рентгено-флюорисцентного анализа (XRF).

Перспективные площади (1 - Онежская группа урановых месторождений, 2 - новая площадь) выделяются по аномальным геохимическим полям (АГП) именно в поверхностных водах (б). Тут же для сравнения приводятся данные по почвам - горизонт С (а) и по донным отложениям (в). Надо отметить, что донные отложения (в) при поисках на закрытых территориях дают несколько более контрастные АГП, чем почвы, но все же гидрохимические ореолы «работают» значительно лучше.

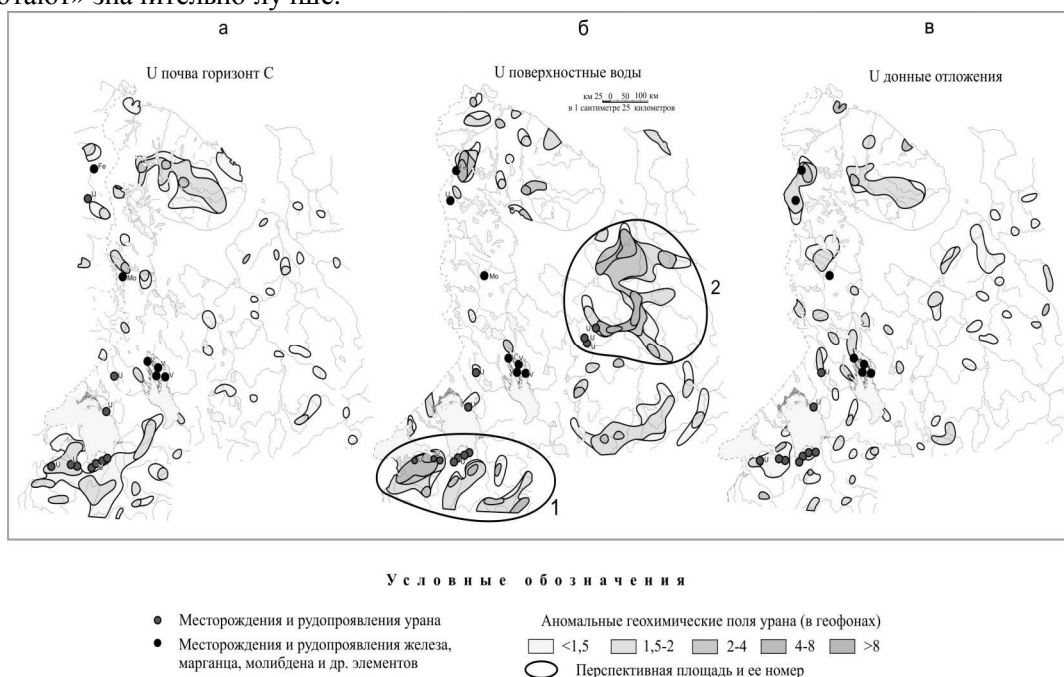


Рис. 1 Аномальные геохимические поля урана: в почвах (а); поверхностных водах (б); донных отложениях (в)

Из рисунка по выделенным АГП на закрытых и открытых территориях и приуроченным к известным рудным районам следует, что на закрытых территориях опробование водных сред более результативно, в то время как на открытых площадях (Кольский п-ов) достаточно опробования традиционных сред (почвы, донные отложения и т.д.).

Кроме того, гидрохимические методы могут быть и более оптимальны в силу своей дешевизны, т.к. анализ вод не требует специальной пробоподготовки. Они значительно повышают вероятность обнаружения рудных объектов на закрытых территориях, а благодаря экспресс-анализам делают геохимические поиски более оперативными и экономичными, т.к. часть результатов можно получить непосредственно в поле и сразу же провести детализационно-заверочные работы на перспективных участках, что экономически весьма и весьма целесообразно. Следует так же учитывать, что определяя основные макрокомпоненты поверхностных и грунтовых вод с помощью экспресс-методов, возможно на месте определиться с типом вод и отбраковать техногенные геохимические аномалии.

Таким образом, гидрогеохимический метод поиска руд высокоэффективен при поисках рудных месторождений на закрытых территориях.

Литература

1. Бугельский Ю.Ю. Миграция рудных компонентов в грунтовых водах полиметаллических месторождений, расположенных в различных климатических условиях //Тр. Межведомств. совещания по гидрогеохимическому методу поисков рудных месторождений. – Томск, 1962. С. 47-51.
2. Ворошилов Н.А. и др. Опыт использования наложенных ореолов рассеяния при прогнозе и поисках месторождений твёрдых полезных ископаемых // Разведка и охрана недр, – М: ФГУП ВИМС, 2008, №4. С. 34-39.
3. Колотов Б.А. Гидрогеохимия рудных месторождений. – М.: Недра, 1992. – с. 190.

4. Кузьмин Е.Е. Эффективность гидрогеохимического метода поисков глубокозалегающих медно-никелевых месторождений в условиях многолетней мерзлоты. В сб. Гидрогеохимические методы исследований в целях поисков глубокозалегающих рудных месторождений. – Томск, 1978. С. 105-107.
5. Криночкин Л.А. Перспективы выявления крупных и уникальных месторождений урана на Северо-Западе России по результатам региональных геохимических работ /Разведка и охрана недр, –2011, № 6 (в печати).
6. Криночкин Л.А. Информационное обеспечение развития минерально-сырьевой базы России, на основе многоцелевого геохимического картирования – М: Геоинформатика, 2011, № 1. С. 26-32.

ЦЕОЛИТ-КРЕМНИСТОЕ СЫРЬЕ ДЮБЕКСКОГО УЧАСТКА РУБАСЧАЙСКОЙ ПЛОЩАДИ НАГОРНОГО ДАГЕСТАНА.

Гладких¹ Н.А., Курбанов¹ М.М., Аблямитов² П.О
¹ОАО «Севкавгеология», ²ФГУП «ЦНИИгеолнеруд»

Природные цеолиты, обладая ярко выраженными адсорбционными, ионообменными и каталитическими свойствами, выдвигаются в ряд основных видов неметаллических полезных ископаемых. Их использование в различных отраслях хозяйственной деятельности определяется уникальным внутренним строением кристаллической решетки. В настоящее время цеолиты и цеолитсодержащие кремнистые породы находят широкое применение в промышленности, сельском хозяйстве, здравоохранении, охране окружающей среды, производстве нетрадиционных видов высококачественных строительных, изоляционных и иных материалов. Вопрос создания минерально-сырьевой базы цеолитов в Европейской части России является весьма актуальным. Здесь наиболее перспективной, по данным Хардикова А.Э. (5), с геологической точки зрения, является территория Северного Кавказа и юга Русской платформы. Выполненными ПГО «Севкавгеология» и Ростовским Государственным университетом исследованиями в Республике Дагестан (4) выявлен Сулак-Рубасчайский район с широким развитием цеолитоносных карбонатно-кремнистых пород, глин и мергелей.

Поисковые работы на цеолиты и цеолитсодержащие породы, проведенные на Левашинской (одноименный административный район) и Рубасчайской (Табасаранский и Кайтагский районы) площадях Нагорного Дагестана Нерудной партией ОАО «Севкавгеология» в 2007 – 2009 г.г. за счет средств федерального бюджета, в соответствии с Государственным контрактом № 04/07 – ТПИ от «05» апреля 2007 г., привели к открытию ряда перспективных участков.

Наибольший интерес, на наш взгляд, представляет участок Дюбек расположенный в пределах Рубасчайской цеолитоносной площади на территории Табасаранского района в 6-7 км от районного центра – с. Хучни в бассейне левого составляющего р. Дюбек на площади развития палеогеновых отложений. Рельеф местности в пределах участка отличается наличием субмеридиональных каньонообразных балок, разделяющих хребты асимметричного профиля с крутыми западными склонами и пологими восточными. Последние на участке бронируются пластом карбонатных пород, перекрывающих продуктивную толщу.

В геологическом строении района принимают участие палеоцен-эоценовые отложения:

Пестроцветная (сероцветная) тоща (P_{1-2pz}) представлена алевритистыми глинами, иногда пестроцветными с прослоями бурых песчаников, мергелей и известняков. Толща не выдержана по мощности и местами выклинивается, видимо, размыта.

На Рубасчайской площади пестроцветная толща изучена нами в разрезе по р. Рубасчай на отрезке долины между селениями Ягдих и Хапиль, где она сложена (снизу вверх, в м):

1. Песчаники, согласно залегающие на известняках охлинской свиты, серые, мелкозернистые глинисто-карбонатные, тонко параллельно слоистые, содержащие через 3-5 м прослои грубых скорлуповатых алевролитов. Аз падения 15⁰, \angle 20⁰.6,0
 2. Мергели глинистые серого цвета, с прослоями песчаников до 1 м серых мелкозернистых12
 3. Известняки мергелистые пелитоморфные 22
 4. Мергели серые с голубоватым оттенком глинистые с редкими единичными прослоями известняков серых пелитоморфных мощностью 20 см 37
 5. Пачка переслоя известняков и мергелей 5м
- Мощность толщи 60 м

Преобладающие в разрезе мергели, по данным рентгенографического количественного фазового анализа (РКФА) двух проб из разреза по р. Рубасчай, выполненных в Аналитико-технологическом сертификационном испытательном центре ФГУП «ЦНИИГеолнеруд, содержат (в %): кальцит – 34-47, кварц в алевритистой фракции – 33-35, глинистые минералы – 13-25, полевой шпат – 4, присутствует доломит (1-2%). Цеолиты и кремни опал-кристаллит-тридимитовой фазы (ОКТ). не обнаружены. Ни одна из семи скважин, пробуренных в пределах участка, не дошла до пестроцветной толщи.

Толща зеленых мергелей (P₂zm), имеющая двучленное строение, изучена по р.Рубасчай, где она залегает на пачке 5 переслоя известняков и мергелей и по керну семи пьесово-оценочных скважин, где представлена (с низу вверх):

1. Известняки светло-серые песчанистые не ясно слоистые за счет чередования слоев с большим или меньшим содержанием песчаной фракции. Мощность 25 м. По данным РКФА по керну оценочной скважины № 2, пробуренной в левом склоне долины левого составляющего р. Дюбек, в них содержится (в %): кальцит – 33-60, среднее (по 9-и пробам) – 50±6; терригенный кварц – 18-30, среднее 27±4. Цеолит обнаружен в половине проб в количествах от 7 до 21%, при средневзвешенном содержании 6%. ОКТ присутствует в верхней четверти разреза в количествах 8-18 %.

2. Продуктивные цеолитовые карбонатно-кремнистые породы (спонголиты) мощностью 10-15 м распространены в левом склоне долины левого составляющего р. Дюбек в пределах поискового участка, занимающего ур. Царангар на площади 0,5 км², слагающая пласт, погружающийся к востоку-северо-востоку под углом 10-12⁰, мощностью от 10 до 19 м. Они изучены в естественных обнажениях по р Рубасчай и вдоль русла левого составляющего р. Дюбек, а также по керну 7-и скважин, пробуренных на поисковом участке. Наиболее типичный разрез продуктивной толщи вскрыт скважиной № 2 в интервале 2,0-12,0 м. По данным РКФА они содержат (в %): – кальцит 16-31, среднее по шести пробам – 23±4; терригенный кварц – 4-7, среднее 5±1; цеолит – 25-36, среднее 30±5; ОКТ – 25-40, среднее 35±5. Сумма ЦОК – 65%. Из физико-механических свойств были определены плотность пикнометрическим методом (2277 кг/м³), объемно-насыпная масса (1012 кг/м³), насыпная плотность (1,2960 г/см³) и массовая доля воды (5,17 %). Представленная проба узкопористая - объем пор 0,104 см³/г, удельная поверхность 77 м²/г и пористость 56 %.

По классификации А.С. Михайлова (2,3) эти разновидности пород следует рассматривать в балансовой группе опал-кристаллитового сырья в качестве самостоятельной минеральной разновидности – цеолитсодержащих кремнистых (опал-кристаллитовых) пород (ЦОК). В них содержание активных компонентов должно быть более 60%, а содержание кальцита не превышать 25%.

Аналогичный состав и строение имеет продуктивный пласт и по другим скважинам. Лишь в скважинах №№ 1 и 24А в верхней части пласта на мощность 5,0 и 2,5 м, соответственно, зафиксировано присутствие монтмориллонита в количествах 28% и 29%., что в сочетании с содержаниями цеолита (10% и 16%) и ОКТ (30% и 40%) обеспечивают сумму сорбентов равную 68-85%. Прослои в продуктивном пласте, содержащие монтмориллонит в количествах от 9% до 43% на мощность от 0,8 до 2-х м, спорадически встречаются в пределах участка Дюбек, как в естественных обнажениях, так и по керну скважин. По минералого-технологической классификации Т.П Конюхова, У.Г. Дистанова (1) эти цеолитсодержащие кремнисто-карбонатно-монтмориллонитовые породы относятся к 1-й группе высококачественного сырья (суммарное содержание ОКТ+Ц+ММ – не менее 70%, кальцита <20%). Они крупно-, среднепористые (объем пор 0,200-0,280 см³/г, удельная поверхность >100 м²/г) водостойкие (>96%), имеют небольшой процент виброизноса (<3%), истираемости (<3%) и измельчаемости (<5%), механически прочные (70÷120 кг/см² при 105°С).

Керестинсувья свита (P₂kr) венчает продуктивный пласт и образована массивными известняками светло-серыми, почти белыми. Судя по данным анализов РКФА трех керновых проб по скважине № 1, с интервала 1-8,7 м они содержат (в %): кальцит – 70-76%, глинистые минерал – 14%, терригенный кварц в алевритистой фракции – 7-11% при полном отсутствии ОКТ и цеолитов. Ниже залегает пачка известняков (4,3 м), несущая черты сходства как с керестинской свитой, так и с нижележащим продуктивным пластом толщи зеленых мергелей Они содержат (в %): кальцит – 46-61, терригенный кварц в алевритистой фракции – 9-10%, ОКТ – 9-18%, цеолит – 6-13%, монтмориллонит – 0-10%, прочие глинистые минералы – 2-12%. Извест-

няки керестинской свиты могут служить сырьем в качестве карбонатной составляющей для получения клинкера.

Кумская и белоглинская свиты нерасчлененные (P₂ km+bl)

На Рубасчайской площади отложения нерасчлененной кумской и белоглинской свит окаймляют узкой полосой толщу зеленых мергелей, однако изучить разрез из-за плохой обнаженности в пределах Дюбекского участка не представилось возможным. Однако в силу специфического состава (тонкослоистые битуминозные опоковидные мергели и известняки, окрашенные в серо-коричневый цвет) свита легко распознается даже в небольших обнажениях, что очень важно, т.к. в 15-20 м ниже подошвы свиты в разрезе по р. Рубасчай и по скважинам №№ 24-А и 26 фиксируются верхние горизонты продуктивного пласта. Известно также, что мергели этих свит по своему составу близки к мергелям-натуралам и пригодны для получения клинкера.

Суммарная мощность кумской и белоглинской свит не превышает 50 м.

Лабораторно-технологические испытания, выполненные в АТСИЦ ФГУП «ЦНИИГеолнеруд», показали, что цеолит-кремнистые породы продуктивного пласта толщи зеленых мергелей пригодны для *очистки дизельных (марка «Олрайт») и растительных (нерафинированная разность) масел*. Отбеливающая способность при очистке дизельного масла составила 22 %, растительного – 71 %, маслосодержание в обоих случаях находилось на низком уровне - 30,0 г/100 г и 24,5 г/100 г соответственно, что свидетельствует о эффективности использования цеолитового сырья в данном процессе.

Выявлена также возможность *получения гранулированных органо-минеральных удобрений* с высокой пролонгирующей способностью.

Кроме того, доказана целесообразность использования *цеолитсодержащих пород в производстве строительных материалов*: керамического кирпича, термолитового гравия (искусственного заполнителя для бетонов) и портландцемента:

1. *Получение керамического кирпича*. Обожженные опытные изделия (полусухое прессование, добавка цеолитсодержащих пород в стандартную глину 10, 20 и 30%) имеют удовлетворительный внешний вид, общая усадка – 4,7%, водопоглощение – 20,6%, прочность при сжатии – 29,3 МПа, при изгибе – 6,8 МПа. Такие значения прочностных характеристик позволяют прогнозировать получение стандартного керамического кирпича марки не менее «125». Также установлено, что в результате высокотемпературной обработки в керамическом черепке образуется волластонит (36%). При получении кирпича способом пластического формования (добавка 10, 20 и 30%) физико-механические характеристики волластонитсодержащих керамических материалов улучшаются. Возрастает прочность при изгибе (с 2,0МПа до 5,7-10,4МПа), снижается воздушная (с 10,4% до 8,0-9,5%) и общая (с 11,7% до 8,9-10,5%) усадка, незначительно увеличивается водопоглощение (с 9,5% до 11,3-14,9%). Керамические лабораторные образцы, полученные из двухкомпонентных сырьевых шихт, имеют удовлетворительный внешний вид, в то время как керамика из исходной глины имеет обжиговые трещины.

2. *Получение термолитового гравия*. На примере материала лабораторно-технологических проб установлено, что при определенных условиях возможно получение термолитового гравия (щебня) с удовлетворительными характеристиками: плотность опытных изделий 1,33-1,80 г/см³, объемная огневая усадка 6,08-29,65%, водопоглощение 0,7- 21,5%, прочность к сжатию 10,-45,7 МПа и выше.

3. *Получение портландцемента*. При добавлении в товарный продукт материала проб в количестве 10-30% прочностные свойства образцов увеличиваются. После 7-суточной выдержки прочность при сжатии возрастает в 1,1-1,6 раза, прочность при изгибе – в 1,4-1,7 раза. После 28 суток прочностные характеристики увеличиваются соответственно в 1,2-1,7 и 1,5-1,6 раза. Следовательно, цеолитсодержащее сырье участка Дюбек является эффективной добавкой и может быть использовано для производства портландцемента.

Авторы считают, что для стадии поисков технологические особенности минерального сырья изучены весьма детально. На последующих стадиях работ на основе испытаний представительных по минералого-технологическим типам руд большеобъемных лабораторно-технологических проб следует уточнить технологические свойства руд и рациональные сферы их применения.

Предполагается, что в качестве сорбционно-фильтрующих материалов для очистки питьевых и сточных вод от вредных примесей, адсорбентов для осушки нефтяных газов и воздуха, сероочистки углеводородного сырья и очистки газов ТЭЦ от SO₂ могут применяться монтмориллонит-цеолит-кремнистые породы верхов продуктивного пласта.

Прогнозные ресурсы цеолитовых и цеолитсодержащих пород участка Дюбек, оценены по кат. P_1 – 26204 тыс. т., категория P_2 – 38678 тыс. т.;

Геолого-экономическая оценка цеолитового сырья в Табасаранском административном районе Республики Дагестан по укрупненным показателям показала, что на опоскованной площади возможно строительство производственных экономически эффективных комплексов по его добыче и переработке с получением цеолитсодержащего порошка для использования:

- при получении гранулированных органико-минеральных удобрений с высокой пролонгирующей способностью;
- в производстве строительных материалов - керамического кирпича, термолитового гравия (искусственного заполнителя для бетонов) и портландцемента.
- для повышения плодородия культур, улучшения качества сельскохозяйственной продукции, и улучшения условий ее хранения.

Инфраструктура районов поисковых работ с точки зрения электро- и водоснабжения, наличия дорог с асфальтовым покрытием и людских ресурсов благоприятна для строительства карьера и дробильно-сортировочного комплекса.

Литература

1. *Дистанов У.Г., Конохова Т.П.* Минеральное сырье. Сорбенты природные //Справочник. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – 42с.
2. *Михайлов А.С.* Цеолиты /Фанерозойские осадочные бассейны России: проблемы эволюции и минерогении неметаллов. М.: Смирновский сборник, 2000. С. 97-114.
3. *Михайлов А.С., Дистанов У.Г.* Минеральное сырье. Цеолиты //Справочник. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. – 29с.
4. *Хардигов А.Э., Бойко Н.И., Агарков Ю.В.* Цеолиты Восточного Предкавказья и перспективы их практического использования /Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка. - №6, 1992. – С.86-91.
5. *Хардигов А.Э.* Цеолиты Северного Кавказа. – Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 2005. – 224с.

ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ РЕСУРСОВ
ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И ЕЕ АКВАТОРИАЛЬНОГО ПРОДОЛЖЕНИЯ

*Гусейнова Л.Т.
Дагестаннедра*

В пределах Дагестана выделено два нефтегазаносных района: Терско-Кумский, Предгорный Дагестан и расположенная между ними перспективная в нефтегазаносном отношении Терско-Сулакская низменность [1]. Всего Государственным балансом запасов Российской Федерации по Дагестану (суша) в пределах этих зон учтено 53 месторождения нефти, газа и конденсата. Из них в Равнинном Дагестане 38, в Предгорном – 15, соотношение выработанных месторождений соответственно 2 и 8.

На 01.01.2010 накопленная добыча по месторождениям составила: нефти- 41,8млн.т; газа – 38,1млрд.м³; конденсата -2,2млн.т.

Начальные суммарные извлекаемые ресурсы Дагестана (суша) на 01.01.2010 [2] составляют (Таблица 1):

Таблица 1

Начальные суммарные извлекаемые ресурсы Дагестана (суша) на 01.01.2010.

Наименование полезного ископаемого	Начальные суммарные ресурсы на 01.01.2002	Добыча с начала разработки	Добыча за 6 месяцев 2010 года	Запасы на 01.01.2010 кат А+В+С ₁ + С ₂	Перспективные ресурсы кат.С ₃	Прогнозные ресурсы Д ₁ +Д ₂	Степень выработанности разведанных запасов %	Степень разведанности суммарных ресурсов %	
								начальных	текущих
Нефть (млн.т)	136	41,8	0,09	9,1	17,3	67,8	88	34,9	6,0
Конденсат (млн.т)	23,2	2,3	0,003	5,7	-	15,3	58	16,5	7,7
Газ (млрд.м ³)	392,1	29,1	0,2	110,3	119,6	133,1	34	21,5	15,2

Недропользователями в целях воспроизводства минерально-сырьевой базы проводились геологоразведочные работы на территории Равнинного и Предгорного Дагестана. На суше доразведку месторождений за период 2004-2009 гг проводило ОАО «НК«Роснефть»-Дагнефть» и ОАО «Дагнефтегаз», которые являются и основными разработчиками месторождений. Полученные приросты запасов углеводородов в результате доразведки ранее открытых месторождений в результате переоценки, списанию и добыче свелись на нет, так на нефтегазоконденсатном месторождении Равнинное пробурено 3 скважины, затраты на бурение составили 226 млн.руб. в результате доразведки прирост (переоценка) запасов составил нефти -110тыс.т (-125), газа 10 (-7) млн.м³. В целях доразведки месторождений Избербаш и Димитровское ОАО «Дагнефтегаз» пробурено 2 и 1 скважины на сумму 286 млн.руб. также не отражены приростом. Соответственно нет и окупаемости проведенных затрат на бурение разведочных скважин, а имеются только убытки. Безрезультатно и поисковое бурение, в основном их проводило ООО «Каспийгазпром» (ООО «Газпром трансгаз Махачкала»), из поисковых работ по геологическим причинам за этот период было выведено 6 перспективных площадей, пробурено 6 скважин, затраты составили порядка 1,5 млрд.руб. на площадях нет открытых месторождений с установленной промышленной нефтегазоносностью [3].

На фоне когда гиганты нефтегазовой отрасли Дагестана сдают позиции, наблюдается новая тенденция такая, как появление, новых недропользователей готовых забрать оставшееся. Так были распределены на аукционной основе Блок Солнечный, Южно-Солончаковый блок включавший в себя выработанное месторождение Перекрестное, участки недр включающие выработанные месторождения Гаша, Селли, Дузлак и газоконденсатное месторождение Дахадаевское.

В целях воспроизводства минерально-сырьевой базы углеводородного сырья за счет средств федерального бюджета 2000-2010гг. проведены региональные сейсморазведочные работы по изучению Терско-Сулакской зоне, Южного Дагестана, прибрежной территории Республики Дагестан и прилегающей к ней мелководной зоне. В результате работ было выделено порядка 50 потенциально нефтегазоносных объектов (ПНГО) в триас-пермском, мезозойском и мезо-кайнозойский комплексах. Выполнено сейсмопрофилей 2090 км, обработано сейсмического материала прошлых лет в объеме 2850км, прирост ресурсов составил 120млн.т У.Т. [5, 6, 7, 8] Геологическое изучение выделенных в Терско-Сулакской зоне под лицензирование ПНГО связано с финансовыми рисками из-за больших глубин, наличия в большом количестве водных объектов и слаборазвитой инфраструктурой. Эти участки не нашли своего недропользователя. Зато по новому интерпретированные структуры и выработанные месторождения Предгорного Дагестана, такие как: Балхас-Хунук, Хелепенджинский, Экендиль, Аджинаур, Каякентский, Первомайский, Берикей на 01.01.2010 предоставлены повторно в пользование на аукционной основе для геологического изучения, разведки и добычи.

Интересны результаты геологоразведочных работ проведенных на шельфе Дагестанского сектора Каспия, где извлекаемые ресурсы оценивались до 880 млн.т. условного топлива и которые характеризуются неравномерным распределением в геологическом разрезе и по площадям наибольшие концентрации которых приурочены к юрским, меловым, триасовым и неогеновым отложениям [1]. Ведь по мнению исследователей установленные на суше тектонические структуры и нефтегазаносные районы должны были иметь свое продолжение и на морской части Северного и Среднего Каспия. Проведенными исследованиями было открыто морское месторождение Инчхе-море (единственное на дагестанском Каспии) и морская часть месторождения Избербаш, запасы углеводородов, которых были поставлены на Государственный учет. Изучены были также перспективные на нефть и газ структурные элементы в результате которых были выделены локальные поднятия такие как: Турали-море, Ачи-су-море, Каякент-море, Берекей-море, Дузлак-море, Дербент-море, Арабляр-море. Так началось в 30-х годах 20-го века интенсивное изучение дагестанской части Каспия, которое было приостановлено в 80-х годах по причине охраны окружающей среды.

Новый этап изучение дагестанского сектора Каспия наступил с 1995 года. Дагестанская часть Российского сектора шельфа Каспия была разделена на пять перспективных участков (блоков) недр: Дербентский, Избербашский, Димитровский, Сулакский, Тюлений и известное месторождение Инчхе-море, находящееся в контурах Избербашского участка. Эти участки в середине 90-х годов, на конкурсной основе были предоставлены для геологического изучения и добычи. В это время наблюдалась высокая активизация иностранных фирм желающих участво-

вать в конкурсах, ведь кроме ДП «Дагестангазпром» все остальные компании были созданы совместно с иностранными фирмами (**Карта-схема**).

В соответствии с минимальными программами на указанных участках в течение поисково-разведочного этапа (первые 5-10 лет) предусматривалось выполнение комплекса геолого-разведочных работ, которые должны были завершиться бурением скважин (**Таблица 2**).

Таблица 2

Объемы и результаты геологоразведочных работ по лицензионным участкам

Недропользователь	Участок недр	Сейсморазведочные работы				Бурение скважин, шт.				Затраты за период с 2000-2005гг (млн.руб., млн.ам.дол.)
		2Д		3Д		Поисковое		Разведочное		
		По лицензии	Факт	По лицензии	Факт	По лицензии	Факт	По лицензии	Факт	
ЗАО «Каспийская компания по освоению нефтяных и газовых месторождений» (ЗАО «Каспийдевелопмент»)	Нефтегазо-конденсатное месторождение Инчхе-море	0	34.3	0	0	1-2	0	0	0	0.96млн.руб. + 0,54млн.ам.дол
ДП «Дагестангазпром»	10-ти мильная зона Дагестанского сектора акватории Каспийского моря (от р.Кумы. до р.Самур)	4000	3063.5	0	0	1-2	0	0	0	8.4млн.руб.
ОАО «ТЭК» «Геотермнефтегаз»	Блок №2-Избербашский	700	384	0	0	3	0	0	0	9,1 млн.руб.
	Блок №4-Сулакский	650	650	0	0	3	0	0	0	
ООО «Каспийл»	Блок № 1 - Дербентский	320	1103	900	0	0	0	3	1	319млн.руб. + 1,6млн.ам.дол
	Блок № 3 – Димитровский	500	1072	400	0	0	0	3	0	1.9млн.руб. + 0,9млн.ам.дол
ООО «Мегатрон НВК»	Участок Тюлений	2700	3553.5	500	0	4	0	0	0	338.5млн.руб.
ИТОГО		8870	9860.3	1800	0	12-14	0	6	1	681млн услов.ед

Добыча углеводородов на шельфе не велась. Открытых месторождений нет. Недропользователями была проделана пусть не в полном объеме, но большая работа по геологическому изучению морской части Каспия. В результате проведенных работ на лицензионных участках проложено 9,9 тыс.км сейсморазведочных профилей, пробурена поисковая наклонно-направленная скважина №1 «Арабляр-море-южное» глубиной 4600м (по стволу) и 3029 м (по вертикали). Результаты работ таковы: подтверждены старые и выявлены новые структуры; выявлены неантиклинальные ловушки связанные с палеоруслиами и дельтами рек, линзообразные песчаные тела связанные с палеоконусами в чокракских отложениях, брахиантиклинальное поднятие в отложениях юры; составлены паспорта на все выявленные основные перспективные структурные поднятия; выделены наиболее перспективные структуры для поисково-оценочных работ; выданы рекомендации по бурению скважин; дана оценка ресурсов как перспективных

Проблемы, по которым не проведены поисковые работы недропользователями назывались разные: геологические, организационные и финансовые. ООО «Каспойл» - осложнения при испытании наклонно-направленной скважины №1 «Арабляр-море-южное» и наличие слабо продуктивных газоносных пластов. ООО «Мегатрон НВК» и «ТЭК» «Геотермнефтегаз» - не смогли приступить к бурению из-за отсутствия на Каспии свободных буровых установок.

В 2007-2008гг. в целях воспроизводства минерально-сырьевой базы углеводородного сырья, в рамках государственного контракта Управления по недропользованию по Республике Дагестан с ОАО «Гемма», выполнены работы по объекту «Региональные сейсморазведочные работы на прибрежной территории Республики Дагестан и в прилегающей к ней мелководной зоне» (участок работ между городами Махачкала-Дербент). Удаленность зоны изучения от береговой линии моря равнялась 5-10км. В пределах этой зоны проложены сейсмопрофили МОГТ2Д продолжившие сухопутные профили прошлых лет. В результате работ выявлено, что структуры Избербаш, Инчхе-море и тектоническая линия со структурами к западу от них и зона сочленения Избербашской структуры с вновь выявленной антиклиналью расположенной восточнее Ачисинского месторождения являются очень перспективными объектами для поиска нефти и газа в прибрежной зоне Предгорного Дагестана. Проведенные сейсморазведочные работы, позволили изменить конфигурацию фронтальной зоны Димитровских блок-антиклиналей, которая по флюиду делится на газовую и нефтяную, и обозначить структуру, которая может быть отделена от продуктивного блока разрывным нарушением и представлять самостоятельно интерес для поисково-оценочных работ [8]. По результатам этой работы в палеоген – верхнемеловых отложениях было выделено новых 13 потенциально нефтегазоносных объектов, в том числе: море - 2, суша-море – 6, суша - 5.

Особенно инвестиционно привлекательны участки выделенные на море и суша-море. Эти участки недр расположены недалеко от береговой линии (до 5км) в пределах территорий со старейшей историей разработки нефтегазовых месторождений, ведь нефть здесь добывалась еще колодезным способом, с развитой инфраструктурой, наличием железных и автомобильных дорог федерального значения и проходящими в относительной близости нефте- и газопроводами. Поиски и добыча углеводородного сырья на этих участках исключает необходимость покупки или аренды дорогостоящей буровой установки. Здесь возможно бурение с суши наклонно-направленных скважин.

Для успешного развития геологоразведочных работ по указанным выше направлениям важным представляются виды их проведения. По современному состоянию геологической изученности и представлений о нефтегазоносности территории Дагестана наибольшие результаты дадут два основных вида изучения недр:

- обработка и обобщение с применением современных методов накопленных геолого-геофизических материалов для определения новых направлений поисков залежей нефти и газа;
- бурение до десяти параметрических и структурных скважин, глубины которых составят от 2000 до 6000 м и геофизические исследования по уточнению известных структур, выявлению и оконтуриванию нетрадиционных ловушек углеводородов.

Целесообразно и тематические и научно-исследовательские работы по обобщению накопленных геолого-геофизических материалов с целью определения новых направлений поисков залежей углеводородов.

В целях дальнейшего изучения геологического строения нефтегазоносных районов Дагестана, комплексного геолого-геофизического решения региональных задач и переоценки прогнозных ресурсов углеводородов на основе новых данных, а также обеспечения высокой эффективности детальных геолого-поисковых работ необходимо бурение параметрических и структурных скважин.

Одним из веских аргументом для продолжения и проведения геологоразведочных работ может также являться открытие ОАО «Лукойл» (имеющий свою историю по освоению Каспия) месторождения имени Юрия Карчагина и начала нового этапа на месторождении – промышленной добычи нефти. На этом новом промысле до конца 2010 года планируют добыть нефти 343 тыс.тонн, и это на настоящее время в 1,5 раза больше чем добывается на всех месторождениях вместе взятых на суше Дагестана [5].

В 2008 году ОАО «Лукойл» на уровне Правительства Республики Дагестан в рамках программы «Перспективы сотрудничества Республики с ОАО «Лукойл»» проявлял интерес к участкам расположенным в пределах 10-ти мильной зоны Дагестанского сектора Каспия и желание ознакомиться с пакетом информации по Дербентскому, Димитровскому блокам и место-

рождению Инчхе-море. В 2006 году велись переговоры о расположении береговой базы в г.Махачкала для обеспечения бурения с целью поисков и оценки месторождений углеводородного сырья на участке Центральный.

Как видим перспективы развития и потенциал базы углеводородного сырья по Дагестану и Дагестанской части Каспия высок, а также высок и интерес со стороны крупных и мелких компаний, что обязательно должно привести к открытию новых месторождений углеводородного сырья.

Литература

1. Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А., Алиев Р.М., Серебряков В.А. Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающей акватории Каспийского моря. Дагестанское книжное издательство, 2001г.с.273.
2. Государственные балансы полезных ископаемых Российской Федерации за 1994 -2009гг. Росгеолфонд.
3. Годовые геологические информационные отчеты и планы недропользователей о результатах ГРР за 1995-2009гг.
4. Журнал «Нефть и капитал» №6, 2010г., стр. 6 и 66-68
5. Дуркин А.Т. Проведение региональных сейсмических исследований МОГТ-2D в восточной части Терско-Сулакской равнины (Республика Дагестан, 2001-2002 г.г.), г.Москва, ФГУЦГПП «Центргеофизика», 2002г.
6. Дуркин А.Т. Региональные геофизические работы в восточной части Северо-Кавказской нефтегазозной провинции на территории Равнинного Дагестана (Республика Дагестан, 2003-2004 г.г.), г.Москва, ФГУЦГПП «Центргеофизика», 2004г.
7. Дуркин А.Т. Региональные геофизические работы в восточной части Северо-Кавказской нефтегазозной провинции на территории Дагестана (Республика Дагестан, 2005-2006 г.г.) г.Москва, ГФУП «ВНИИГеофизика», 2006г.
8. Лохматова В.А. Региональные сейсморазведочные работы на прибрежной территории Республики Дагестан и в прилегающей к ней мелководной зоне (Республика Дагестан, 2007-2008 г.г.) г.Краснодар, ОАО «Гемма», 2008г.
9. Сборник тезисов. Нефть и газ юга России Черного, Азовского и Каспийского морей. 2010.ГНЦ «Южморгеология». Стр.62-65.

СОСТОЯНИЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ В РЕСПУБЛИКЕ ДАГЕСТАН

(в части полномочий субъектов РФ)

Даишгиев З.К.

Минприроды РД

В соответствии с разграничением полномочий с 01 января 2005г. республике переданы права по регулированию вопросов использования и распоряжения участками недр, содержащими общераспространенные полезные ископаемые. По организационным и другим причинам работы связанные с реализацией вышеуказанных полномочий в рамках функций закрепленных за Минприродой РД реально начаты только в июне 2007 г.

За период с 1999 г. по 2010 г. в республике создана необходимая нормативно-правовая база, а именно приняты законы РД «О недрах» и «О порядке пользования недрами в целях разработки месторождений общераспространенных полезных ископаемых, участками недр местного значения, а также строительства подземных сооружений местного значения на территории Республики Дагестан», совместно с Правительством РФ утвержден перечень общераспространенных полезных ископаемых, разработаны и утверждены Правительством Республики Дагестан нормативно-правовые акты по лицензированию, экспертизе запасов полезных ископаемых, государственному геологическому контролю.

Лицензирование объектов недропользования

На территории Республики Дагестан на 01.07.2011г. функционируют 157 предприятий – недропользователей (в т.ч. предпринимателей), имеющих 168 лицензий на право пользования недрами с целью добычи общераспространенных полезных ископаемых, выданных в период с 1996 по июнь 2011 г.г. различными ведомствами (до 2005г. территориальными органами Министрства природных ресурсов Российской Федерации). На момент создания министерства на территории Республики Дагестан функционировало 67 таких предприятий.

Из общего количества карьеров, работающих сегодня в республике: 64 – по добыче пильных известняков, 32 - глины, 33 - песчано-гравийной смеси, 14 - бутового камня, 24 - песка и по 1 предприятию по добыче мраморизованных известняков и гипсового сырья. Лицензии на освоение данных видов сырья в основном выданы по заявительному принципу на основе проведенных геологоразведочных работ за счет собственных средств собственников (землепользователей, землевладельцев, арендаторов,) земельных участков. Имеющаяся разведанная сырьевая база используется недостаточно, в связи с чем министерством был подготовлен и согласован с Правительством РД «Перечень участков недр по Республике Дагестан предлагаемых для предоставления в пользование» на конкурсной (аукционной) основе. Был проведен анализ нераспределенного фонда недр РД и выделено 16 месторождений по видам сырья, пользующимся повышенным спросом. Однако, при проведении аукционов министерство столкнулось с проблемами, связанными с получением согласия собственника земель и оформлением землеотводных документов. Для решения этой проблемы предлагается резервирование и изъятие земель для государственных нужд для целей недропользования.

Государственная экспертиза запасов

Согласно действующего Регламента проведения государственной экспертизы запасов общераспространенных полезных ископаемых, геологической, экономической и экологической информации о предоставляемых в пользование участках недр, содержащих общераспространенные полезные ископаемые, утвержденного приказом Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Дагестан от 14.02. 2008г. №23 и зарегистрированного в Министерстве Юстиции Республики Дагестан от 20.02. 2008г. в министерстве работает экспертная комиссия по запасам полезных ископаемых.

По результатам деятельности экспертной комиссии в Минприроды РД рассматриваются материалы по оценке качества и подсчету запасов общераспространенных полезных ископаемых. За 1 полугодие 2011года рассмотрены материалы по 6 вновь разведанным участкам недр. Приращены запасы по категориям С1 и С2 в количестве 5054 тыс.м³.

Геологический контроль

Минприроды РД за 1 полугодие 2011год было проведено 53 проверки деятельности недропользователей и незаконных разработок по добыче общераспространенных полезных ископаемых. По результатам проверок вынесено 28 постановлений на общую сумму 1162 тыс. рублей. Наиболее сложное положение сложилось в Кумторкалинском, Карабудахкентском, Каякентском и Дербентском районах, где периодически возникают стихийные разработки песка на побережье Каспийского моря, из-за отсутствия альтернативной сырьевой базы и проблемной обеспечения прибрежных городов строительным песком. Для их выявления и пресечения незаконной деятельности совместно с правоохранительными органами министерство принимает меры в рамках представленных полномочий. Необходимо рассмотреть вопрос в порядке законодательной инициативы ужесточения санкций по отношению физических лиц и предпринимателей за незаконную добычу и вывоз общераспространенных полезных ископаемых.

Определенные трудности в работе министерства при проведении государственного геологического контроля возникают в связи с тем, что эти функции министерства регламентируются ФЗ - 294 «О защите прав юридических лиц и индивидуальных предпринимателей при осуществлении государственного контроля (надзора) и муниципального контроля» от 26.12.2008г., согласно которому проверки юридических лиц и индивидуальных предпринимателей проводятся 1 раз в 3 года. В результате складывается ситуация, когда недропользователь в течение трех лет с момента получения лицензии и начала деятельности остается вне сферы государственного контроля.

Добыча

Объемы добычи общераспространенных полезных ископаемых в республике составили: 2007г.- 2,0млн.м³, 2008г.- 2,8млн.м³, 2009г.-3,0млн.м³. 2010г.-3,3млн.м³.

Налог на добычу полезных ископаемых(5,5 % от стоимости реализуемой продукции) составил: в 2007г.- 5,8млн. руб., в 2008г.-12,3млн. руб., в 2009г. – 13,3 млн.руб., в 2010г. – около 14 млн.руб.

Основные проблемы, связанные с добычей общераспространенных полезных ископаемых в республике: незаконная разработка без правоустанавливающей документации, заниженная уплата недропользователями налогов в бюджеты различного уровня.

Для обеспечения контроля за объемами добычи общераспространенных полезных ископаемых и рациональным использованием ресурсов недр организовано проведение независимо-

го маркшейдерского контроля с привлечением на конкурсной основе специализированной организации, имеющей лицензии на данный вид деятельности.

В целях дальнейшего расширения потенциала и рационального использования ресурсов недр, по заказу Минприроды РД за счет средств республиканского бюджета:

- в 2011 году планируется завершение разработки «Комплексной программы развития минерально-сырьевой базы, изучение состояния и охраны геологической среды Республики» (исполнитель ОАО «Севкавгеология»), в которой предусматриваются оценка состояния минерально-сырьевой базы республики и ее стоимостная оценка; подготовка программ геологического изучения и освоения недр, программ лицензирования (конкурсов и аукционов) по объектам, выделенным на основе анализа состояния недр.

- завершены геологоразведочные работы на дефицитные виды сырья (строительные пески, пильные камни, кормовая ракушка). Предлагается продолжить геологоразведочные работы на песчано-гравийные материалы (исполнитель ГУП РЦ «Дагестангеомониторинг»).

Выявленные объекты планируются к лицензированию для освоения на основе конкурсов и аукционов.

ПРИРОДНЫЕ БИТУМЫ ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

*Казанкова Э.Р., Корнилова Н.В.
ИПНГ РАН*

Природные битумы являются комплексным сырьем для многих отраслей промышленности: топливно-энергетической – дополнительный источник углеводородов, строительной – компоненты асфальтобетонных смесей, лакокрасочной, металлургической – попутные металлокомпоненты. Битуминозные породы применяются при строительстве дорог, безканальных теплотрасс, в качестве гидроизоляционных и связующих материалов для строительных конструкций. Из битуминозных карбонатных пород получают мастику и щебень. В природных битумах обнаружено более 40 неуглеводородных компонентов.

Природные битумы (ПБ) – это органические соединения с первичной углеводородной основой, имеющие твердую, вязкую и вязко-жидкую консистенцию. Они образуют широкий спектр соединений от высокоуглеродистых разностей до отдельных классов или сложной смеси высокомолекулярных углеводородов, содержащих асфальто-смолистые компоненты и металлы [1]. Генетически природные битумы представляют собой, в различной степени, дегазированные, потерявшие легкие фракции, вязкие-полутвердые естественные производные нефти (мальты, асфальты, асфальтиты), залегающие на глубинах от 3 до 500 м. Кроме повышенного содержания асфальтено-смолистых компонентов (от 25 до 75% мас.), высокой плотности (0,965 – 1,22 г/см³), аномальной вязкости (более 104 мПа·с), обуславливающие специфику добычи, транспорта и переработки, природные битумы отличаются от маловязких нефтей значительным содержанием серы и металлов, особенно пятиоксида ванадия (V₂O₅) и никеля (Ni) в концентрациях, соизмеримых с содержанием металлов в промышленных рудных месторождениях в России (V₂O₅ до 7800 г/т) и за рубежом (V₂O₅ до 3500 г/т). В ряде битумных месторождений их концентрация сопоставима с содержанием в рудах [2].

Битумы находятся в земной коре в самых различных формах: в рассеянном состоянии, в виде незначительных примесей и в виде скоплений, где битум пропитывает различные породы или находится в чистом (или почти чистом) виде. Многочисленные классификации для нефтяных и газовых месторождений справедливы также для некоторых скоплений битумов. Однако установлены большие группы битумных месторождений, связанных с эрозионными формами рельефа и с моноклинальными и синклиналиными тектоническими элементами, многие из которых совершенно нетипичны для залежей нефти и газа.

Все битумные месторождения делятся на три типа: структурно-пластовые, эрозионных форм рельефа и тектонических нарушений (Р.М. Гисматуллин, Р.Н. Валеев, В.Л. Штейнгольц, 1979 г.). Условия локализации и пространственного распределения битумов свидетельствуют о том, что залежи битумов распределены неравномерно по площади в форме локальных скоплений. Битумопроявления и скопления природных битумов Предкавказского прогиба представлены двумя типами: поверхностными закириваниями, связанные с истечением нефти на днев-

ную поверхность, и пластовым типом скоплений, приуроченных обычно к головным частям обнажающихся на поверхности пластов.

Формы залегания рассеянных растворимых битуминозных веществ, их свойства, взаимоотношения с вмещающими породами и другими минералами свидетельствуют об образовании их после того, как вмещающие породы были уже сформированы.

На территории Центрального и Восточного Предкавказья твердые битумы были встречены практически по всему разрезу осадочного чехла. Особенно значительны эти находки в нижне- и верхнеюрских отложениях по р. Черек и в готеривских отложениях по р. Белой, а также в разрезах многих скважин (С.В. Атанасян, 1979г.). В песчаниках нижней юры твердые битумы встречаются в виде прожилков, ширина которых достигает 12 – 15 см. В карбонатах верхней юры эти образования тяготеют к наиболее выщелоченным участкам; они выполняют поры и довольно крупные каверны, диаметр которых достигает 5 – 7 см. Широко распространены твердые битумы в готеривских песчаниках и гравелитах по р. Белой, где они заполняют многочисленные тонкие прожилки (до 1,0 – 1,5 см). Местами они являются материалом цемента, а также образуют псевдоморфозы по растительным остаткам. Кроме того, образования подобно-го типа, но в значительно меньших количествах обнаружены в кернах многочисленных скважин на площадях Грачевской, Благодарненской, Сухо-Буйволинской (карбон); Зимней Ставке (триас); Приграничной, Русском Хуторе, Величаевской, Максимокумской, Капиевской (юра); Северо-Ставропольской, Привольненской (мел) и др.

Сопоставление геологических данных с результатами лабораторного моделирования показало, что наиболее измененными продуктами гипергенеза являются твердые битумы, связанные с зонами поверхностных нефтепроявлений. По компонентному составу битумы представлены мальтами и асфальтами, значительно реже встречаются асфальтиты. Зоны битумонакопления в пределах Северного Предкавказья приурочены к различным геоструктурным элементам – Западно-Кубанскому и Терско-Каспийскому краевым прогибам. В пределах складчатого борта Западно-Кубанского прогиба скопления густой нефти и вязкой мальты наблюдаются в выходах на поверхность нефтеносных пластов среднего, реже нижнего майкопа (Хадыженская, Нефтегорская, Комсомольская Балка и другие площади) или связаны с покровными излияниями (Асфальтовая Гора, Широкая Балка и др.). К миоценовым отложениям Азовской и Калужской зон приурочены также залежи тяжелых (0,960 – 0,975 г/см³) высоковязких нефтей, часть из которых залегает на небольших глубинах (до 150 – 400 м) от поверхности (Старокалужское, Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бугундырское и др.). Поверхностные выходы нефтеносных пород обычно занимают ограниченные площади (5 – 10 тыс. м²) и имеют мощность 0,1 – 0,5, реже 1 – 2 м.

На основании исследований в пределах Западно-Кубанского прогиба можно выделить 5 битумных полей. В пределах Терско-Каспийского прогиба битуминозность изучена значительно слабее. По имеющимся крайне ограниченным сведениям, здесь можно выделить три поля битумонакопления (Терско-Сунженское, Черногорское и Дагестанского клина). В связи с недостаточной изученностью битумоносности Предкавказского прогиба имеющиеся оценки прогнозных ресурсов немногочисленны.

В Предкавказском прогибе имеется 3 месторождения с разведанными запасами битумосодержащих пород (БСП): Пираузское, Нефтегорское и Южно-Зыбзенское.

Нефтегорское месторождение (Краснодарский край) было разведано в 1957-58 г.г. XX века, промышленная добыча БСП не проводилась. Залежи битумосодержащих песков приурочены к горизонту «ширванских колодцев» среднего майкопа. По данным разведочных работ содержание битума в песках составляет 0,1 – 13,3%. Песок согласно техническим требованиям пригоден в качестве сырья для асфальтобетонной смеси при производстве мелкозернистых асфальтовых бетонов холодного и теплого (промежуточного) типов [3].

Южно-Зыбзенское месторождение (Краснодарский край) разведано в 1989-91 г.г. Добыча БСП осуществлялась в ограниченных масштабах ввиду низкого качества БСП [4].

В битумном поле Дагестанского клина известно Пираузское месторождение БСП, приуроченное к чокракским песчаникам на Нарат-Тюбинской моноклинали. Месторождение было разведано в 40-е г.г. По имеющимся данным, мощность битумосодержащих пластов достигает 20 м, битумонасыщенность 0,34 – 9,6%, средняя 5,8.

При проведении прогнозной оценки ресурсов природных битумов, территория Предкавказского прогиба рассматривалась как перспективно-битумоносная без количественной оценки. Для подсчета прогнозных ресурсов ПБ использован метод сравнительных геологиче-

ских аналогий, основанный на распространении значений плотностей ПБ, определенных для хорошо изученных эталонных участков, на прогнозируемые участки с соответствующими поправками и коэффициентом аналогии. Способ разработки зависит от типа месторождений, условий и глубины залегания битумонасыщенных пород, величины запасов, коллекторских свойств пород, качества и физико-химических свойств битумов. Для практической реализации путей освоения ресурсов битумов на длительную перспективу необходимо: приоритетное развитие новых технологий и способов добычи разведанных запасов битумов, обеспечивающих максимальную битумоотдачу, извлечение сырья без потерь его ценных компонентов, сохранение экологической обстановки и природного гидрогеологического режима на объектах разработки и экономическую рентабельность работ.

Произведенная оценка подтвердила существование ранее представления об ограниченных перспективах региона на битумное сырье. Практически ценность ресурсов невелика вследствие их ограниченности и средних качественных характеристик. Исходя из приведенного анализа, следует сделать вывод, что в Предкавказском прогибе не имеется ресурсов ПБ, которые могли бы представлять интерес для освоения по топливно-энергетическому варианту. Перспективы освоения ПБ здесь следует связывать с подготовкой запасов БСП для целей дорожного строительства, главным образом в Хадыженском, Зыбза-Глубокоярском битумных полях Западно-Кубанского прогиба, Черногорском, Дагестанского клина битумных полях Терско-Каспийского прогиба.

Благодаря своим адгезионным и гидрофобным свойствам битум находит широкое применение в дорожном строительстве, изготовлении кровельных материалов, при строительстве фундаментов зданий и сооружений, прокладке трубопроводов.

До сих пор битумы, как ценное по энергетическим и химическим свойствам углеводородное сырье, не востребованы по причине отсутствия рентабельной технологии их добычи и переработки. Имеющиеся пока в России технологии не позволяют сделать добычу природных битумов коммерчески выгодной, особенно на фоне нынешних цен на нефть.

ЛИТЕРАТУРА

1. Природные битумы СССР (закономерности формирования и размещения), Л.: Недра, 1981,-195с.
2. Временная инструкция по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов природных нефтяных битумов. М., 1985.
3. Гольдберг И.С. и др. Закономерности размещения и ресурсы битумов и высоковязких нефтей в СССР. Л., 1980.
4. Сборник нормативных актов « Об учете разведанных запасов полезных ископаемых, постановки их на баланс и списание с баланса запасов горнодобывающих предприятий». Выпуск 10. М.: МПР России, ВИЭМС, Росгеолфонд, 1998 г. 50 с.

АНАЛИЗ МНОГОУРОВНЕВОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЮГА ДАГЕСТАНА

Кривошеев В.Г.

ОАО «Севкавказгеология», г. Ессентуки

Изучение многоуровневой структуры геохимического поля рассматривается как инструмент металлогенического анализа и прогнозной оценки территории, позволяющий выделить и определить границы металлогенических таксонов разного ранга – от металлогенической зоны до рудного поля и месторождения, определить степень перспективности и дать прогнозную оценку их металлогенического потенциала.

Накопленный в последние десятилетия опыт обработки геохимической информации показал, что в геохимическом поле выделяются металлогенические объекты всех иерархических уровней – металлогенические зоны, рудные районы, узлы, поля, месторождения и локальные аномалии, адекватные рудным телам. Возможность выделения металлогенических объектов соответствующего ранга определяется только масштабом (детальностью) проведенных исследований.

Любой иерархический уровень организации вещества, естественно, отражается в структуре геохимического поля. Поэтому структурирование становится одним из основных методов геохимического исследования природных образований. Структурная организация геохимического поля является производной воздействия на «нормальное» (первичное) геохимическое по-

ле различных факторов, генерирующих и направляющих миграционные потоки, приводящих к его закономерному трансформированию. Выявление устойчивых связей между типом формируемой структуры и комплексом факторов, обуславливающих ее появление, является реальным инструментом исследования причин и следствий происходящих геологических (в том числе рудогенных) процессов.

Основными рудоформирующими факторами являются геодинамическая обстановка, источники рудных компонентов, наличие генерирующих энергетических систем, механизм перераспределения и концентрирования элементов, физико-химические и геолого-структурные условия локализации оруденения. На каждом иерархическом уровне один из этих факторов или определенная их совокупность играют ведущую роль. В целом они обуславливают возникновение и долговременное функционирование рудногеохимических систем, приводящих (или не приводящих – в зависимости от реализации необходимых предпосылок и условий) – к образованию рудных объектов.

В металлогеническом плане целью геохимических исследований является изучение эволюции геохимического поля и его составляющих, приводящей к формированию месторождений, как одному из результатов геологического развития определенного участка земной коры, отражающихся в составе и структуре геохимического поля, являющихся его частью, и, следовательно, поддающемуся прогнозированию на основе изучения его характеристик и параметров. На уровне металлогенических зон необходимой предпосылкой для последующей реализации металлогенического потенциала является наличие рудноматеринских формаций, характеризующихся повышенными содержаниями рудообразующих элементов, т.е. определенной геохимической специализацией. Появление этой специализации связывается с геодинамическими условиями формирования геологических формаций и магматических комплексов и, как правило, с этапами тектономагматической активизации геологических (в т.ч. металлогенических, т.е. рудогенных) процессов. В геохимических полях это отражается в появлении областей повышенных содержаний определенного комплекса элементов. Оруденение формируется либо сингенетично (непосредственно в процессе образования геологических формаций), либо под воздействием более поздних рудогенерирующих процессов, реализующих рудноматеринский металлогенический потенциал.

Другой тип металлогенических зон формируется вне прямой связи с геохимической специализацией первичного геологического субстрата и проявляется в результате более поздних эпигенетических наложенных процессов. С этими процессами связывается непосредственное поступление в геологический субстрат рудных компонентов, определяющих металлогеническую специализацию зоны. При исследовании южной части Горного Дагестана к первому типу мы относим Приводораздельную, ко второму – Самуро-Белореченскую металлогенические зоны.

Таким образом, в структуре геохимического поля, как правило, присутствует как фоновая составляющая, отражающая геохимический спектр слагающих эту площадь геологических формаций и комплексов, так и наложенная (привнесенная) часть, отражающая воздействие эпигенетических процессов на состав и структуру «нормального» геохимического поля.

В случае с Приводораздельной МЗ колчеданная медно-полиметаллическая металлогеническая специализация обеспечивалась исходным геологическим субстратом (достаточно интенсивно проявленной сингенетичной сульфидизацией терригенных формаций, усиленной на отдельных площадях рудными эманациями вулканических проявлений, и отражающейся в повышенных содержаниях свинца, цинка, меди, серебра и др. элементов в осадочных толщах Зоны Главного хребта), а прерудная тектоническая подготовка и эпигенетическое воздействие киммерийских магматических габброидных комплексов создали необходимые условия для формирования рудно-магматических (рудно-геохимических) систем, привноса рудных компонентов и преобразования первичных колчеданоносных скоплений в рудные тела сложной полиформационной поликомпонентной формы.

Металлогеническая специализация Самуро-Белореченской зоны определяется в основном привносом рудных компонентов полиметаллического состава гидротермами, сопровождаемыми магмапроявлениями казбекского дайкового комплекса; вмещающие осадочные толщи Зоны Бокового хребта характеризуются при этом более низкими в сравнении с Зоной Главного хребта фоновыми уровнями содержаний полиметаллической ассоциации элементов.

Рудные районы с эндогенным типом оруденения своим образованием обычно обязаны формированию генерирующих энергетических систем (магматических очагов, долгоживущих

разломов глубинного заложения, длительным стрессовым тектоническим напряжением и др. причинами, обуславливающими длительный постоянный или пульсирующий подток тепловой энергии).

В исследуемом регионе геохимические районы такого типа образованы вдоль долгоживущего Главного Кавказского разлома глубинного заложения, в системе поперечных блоков, сформированных над разломами фундамента, и приуроченными к ним глубинными магматическими очагами. К таким относятся Аваро-Андийский, Джурмутский, Верхне-Самурский, Ахтычайский рудные районы, образующие в геохимическом поле прерывистый пояс линейно-очаговых структур вдоль зоны Главного Кавказского разлома.

Связь блокового строения фундамента с формированием рудно-магматических (в нашем случае, видимо, гидротермально-метасоматических) систем вполне очевидна и хорошо согласуется как со строением геохимического поля, так и с размещением рудных проявлений (являющихся, собственно, визуально наблюдаемыми фрагментами последнего).

Рудно-магматические системы, формирующие объекты ранга рудных узлов или крупных рудных полей, проявляются в соответствующем уровне структур геохимического поля. Геохимические поля рудных узлов представляют собой результаты длительного цикла интенсивной миграции (перераспределения содержаний) химических элементов под воздействием энергетических очагов в относительно (тектонически?) замкнутых системах. Как правило, распределение этих систем в пространстве контролируется долгоживущими рудоконтролирующими структурами и магматическими очагами и поэтому носит линейно-концентрический (линейно-очаговый) характер. К такого рода структурам можно отнести Джурмут-Химрикский и Верхне-Джурмутский рудные узлы, систему рудных полей Верхне-Самурского рудного района, Фий-Борчинского рудного узла.

Геохимические структуры, фиксирующие потенциальные рудные поля, образуются ореолами характерных для данного рудноформационного типа ассоциаций элементов. Приурочены они к локальным тектоническим структурам (более мелким тектоническим блокам), отражают в своем строении механизм (систему) концентрирования рудных компонентов и влияние на локализацию оруденения реальных геолого-структурных условий. Способ концентрирования рудного вещества определяет внутреннюю структуру геохимического поля с наиболее продуктивной ядерной зоной, в которой происходит максимальная концентрация рудообразующих элементов. Ядерная зона обрамляется зоной «выноса» («транзита», «обмена») рудных компонентов, причем контрастность их перераспределения функционально связана с масштабностью процессов рудоконцентрирования, поэтому соотношение продуктивностей зон привноса и выноса нередко используется для прогнозной оценки объектов. Фронтальное обрамление рудоносной структуры формируется как ослабленными (низкоконтрастными) ореолами рудогенных элементов, так и ассоциациями элементов-спутников рудного процесса, связанных с околорудным воздействием на вмещающие геологические формации и тем самым определяющими границы действия рудоформирующих (рудногеохимических) систем.

Наглядным примером такой структурированной системы является хорошо изученное Кизилдеринское рудное поле, ядерная зона которого представлена собственно Кизилдеринским месторождением (в ядерной части последнего размещены рудные залежи), характеризуется широким спектром рудообразующих элементов при ведущей роли Cu, Zn, Pb, Co. Зона «транзита» обеднена ореолами, а в зоне фронтального накопления на фоне пониженных концентраций основных элементов руд проявляются элементы «внешней зоны».

Аналогичные структуры характеризуют геохимические поля Фийского, Курдульского, Аттагайского, Диндичайского, Даккичайского, Мачхалорского потенциальных рудных полей. Достаточно отчетливое зональное строение демонстрирует геохимическое поле Куруш-Мазинского рудного узла. Отсутствие первичных аналитических данных не позволяет провести обоснованное структурирование некоторых геохимических полей (Орицкальского, Мушлакского и ряда объектов в Самуро-Белореченской МЗ). Впрочем, элементы концентрически-зонального их строения проявляются и на фоне имеющейся информации, что позволяет рассматривать их в качестве перспективных для дальнейших поисковых работ.

Расчетные характеристики выявляемых аномальных структур геохимического поля (размеры, продуктивность, уровень среза и др.) позволяют произвести количественную оценку прогнозных ресурсов (металлогенического потенциала) рудных объектов соответствующего ранга по категориям, зависящим от степени их поисковой изученности.

**МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВАЯ БАЗА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
И УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ РЕСПУБЛИКИ ДАГЕСТАН.**

¹Курбанов М.М., ²Даитиев З.К., ³Беляев Е.М.

¹ОАО «Севкавгеология», г. Ессентуки, ²Министерство природных ресурсов и экологии РД,
³ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», г. Казань

Анализ накопленной геологической информации и вновь выполненные в последние годы работы ОАО «Севкавгеология» как по федеральной программе Роснедра (Госзаказчик «Дагестаннедра»), так и совместно с ЦНИИгеолнеруд и Министерством природных ресурсов и экологии Р. Дагестан, позволили актуализировать оценку МСБ и продемонстрировать ее значительный потенциал в развитии экономики Р.Дагестан.

1. Рудные полезные ископаемые

В республике известно одно единственное, но крупное колчеданное месторождение Кизил-Дере с утвержденными запасами меди и цинка около 1,4 млн. тонн и 860 рудопроявлений меди, цинка, свинца, кобальта, золота и серебра, колчеданной и жильной формаций. Преобладающая часть рудопроявлений выявлена либо в 30–60-х годах прошлого и охарактеризованы краткими описаниями и единичными случайными пробами. Поисковыми работами изучено менее 10% выявленных рудопроявлений. Прогнозные ресурсы меди, цинка и свинца оценены лишь в пределах рудных объектов колчеданной формации, которые занимают 1.5 % от общего числа рудопроявлений. Жильная формация этих металлов пока еще относится к промышленно не перспективным, хотя минерагенический потенциал формации достаточно велик, но изучен слабо.

Динамика прогнозных ресурсов цветных и благородных металлов

Таблица 1

Формационные типы руд	Металлы	Прогнозные ресурсы металлов по категориям: Cu, Zn, Pb, в тыс. т.; Co Au, Ag в т.					
		Учтенные на 01. 01. 2008 г.			Оценка на 01. 01. 2011 г.		
		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃
Медноколчеданный	Медь	-	500*	1000*	100	1055	2660
Колчеданно-полиметаллический	Цинк	-	-	-	490	1160	2835
	Свинец	-	-	-	105	455	1015
Сульфоарсенидный (?)	Кобальт	-	-	-	-	-	12960
Золотосульфидный (Черносланцевый)	Золото	-	-	-	-	60,4	522
	Серебро	-	-	-	-	222,4	1922

*Примечание: * Учтенные прогнозные ресурсы меди и цинка, пересчитанные в условную медь*

Объекты черносланцевых золоторудных формаций, представляющие практический интерес, на Восточном Кавказе установлены в последние годы (Курбанов М.М, и др., 2010). Наибольший интерес на начальной стадии изучения представляет Куруш-Мазинский рудный узел с отчетливыми признаками крупнообъемного золотого оруденения.

Содержания кобальта, представляющие поисковый интерес (до 2,42%) установлены на 28 рудопроявлениях. В реальности таких объектов ожидается значительно больше, т.к. кобальтоносность преобладающей части рудных объектов не изучена

Вне сомнения, информация, приведенная в таблице 1 характеризует прогнозные ресурсы региона на современном, в целом достаточно низком уровне поисковой изученности региона. Особенно это касается Самур-Белореченской металлогенической зоны, изучение которой может существенно повысить прогнозный потенциал всех перечисленных металлов.

Стронций

В Дагестане находится крупнейшая в России стронциеносная провинция. По содержанию SrO (в руде – 7,2-28,9%) они близки к разрабатываемым за рубежом месторождениям. МСБ стронция представлена разведанным месторождением Синие Камни и предварительно оцененными проявлениями Вицхи и Кули-Меэр с суммарными запасами и прогнозными ресурсами более 50 млн. тонн.

Ртуть

При существующих тенденциях в динамике потребления и спросе рынка известные небольшие проявления ртути в Дагестане практического интереса не представляют.

2. Неметаллические полезные ископаемые

На территории Республики Дагестан пользуются распространением 24 вида нерудных полезных ископаемых (включая и общераспространенное). Основная информация о состоянии МСБ, приведенная в таблице 2, свидетельствует о наличии перспектив развития сырьевой базы традиционных и новых для региона видов полезных ископаемых, а также о весьма низком уровне практического использования потенциала неметаллических полезных ископаемых.

3. УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ

В республике открыто за всю историю нефтегазовой отрасли 54 месторождения УВС, в том числе месторождение Инчхе-море на шельфе Каспийского моря. Из них 39 месторождений находятся в разработке (распределенный фонд), 2 (Соляное и Инчхе-море) - в консервации (нераспределенный фонд) и 13 месторождений было выведено из разработки в разные годы в связи с выработанностью и нерентабельностью дальнейшей эксплуатации скважин. Остаточные запасы УВ по выработанным месторождениям были списаны с государственного баланса запасов. Однако, в последние годы 8 месторождений из них вовлечено в повторную разработку (Гаша, Ачи-су, Дузлак, Селли, Перекрестное, Каякент, Берикей, Дахадаевское). Суммарная добыча нефти по ним составляет меньше 1 тыс. т. в год.

Начальные суммарные ресурсы НСР УВ Дагестана, уточненные нами на 01.01.2008г., составляют 563,5 млн. т. (таблица 3). За основу была принята оценка СевКавНИПИнефть по состоянию на 01.01.1993г.

В результате уточнения количественной оценки НСР республики оказалась заниженной величина прогнозных ресурсов по триасовому комплексу Равнинного Дагестана и палеоген-верхнемеловому комплексу Терско-Каспийской области. НСР этих комплексов значительно увеличились за счет перспективных ресурсов (С₃) по вновь выявленным структурам. По другим стратиграфическим комплексам за прошедшее время с 01.01.1993г НСР изменились в сторону уменьшения за счет неподтвердившихся ресурсов С₃ и запасов промышленных категорий А+В+С₁. По ряду структур, выведенных из разведки в связи с полученными отрицательными результатами, перспективные ресурсы продолжают числиться на госбалансе. В то же время, отдельные разведочные площади и перспективные структуры не числятся на госбалансе запасов. Здесь требуется изменить существующий порядок учета и постановки на государственный баланс перспективных на нефть и газ структур.

В целом эти изменения привели к увеличению НСР по сумме УВ в целом по Дагестану. Структура запасов и прогнозных ресурсов твердых нерудных полезных ископаемых Республики Дагестан

№№ п/п	Полезное ископаемое	Балансовые запасы (тыс. т)						Прогнозные ресурсы (тыс. т)			
		Всего			В т.ч. в распределенном фонде			Кол-во объект.	P ₁	P ₂	P ₃
		Кол-во объект.	A+B+C ₁	C ₂	Кол-во объект.	A+B+C ₁	C ₂				
1	Карбонатные породы для строительной извести	2	44814	118294	1	38663	118294	3	62,6		
2	Карбонатные породы для химической промышленности	2		27500							
3	Цементное сырье										
	глины	1		89852							
	известняки	1		387756							
4	Песчаники кварцевые	15	46090	26200							
5	Пески кварцевые	1	57051	18031	1	57051	18031	15	70		
6	Пески формовочные	2	38401	21783							
7	Бентонитоподобные глины	2	9400	2812,5				2	0,8		25
8	Гипс, ангидрит	6	11545	24137	1	479					
9	Минеральные пиг-	2	169								

	менты									
10	Облицовочные камни	4	3745	3456	3	1387	1280			
11	Сера самородная (руда)	1	25	90						
12	Абразивное сырье	1	916,3							
13	Кирпично-черепичное сырье	31	87498		5	7463				
14	Пески для строительных работ и силикатных изделий	14	94270		2	25568				
15	Песчано-гравийные материалы	15	666816		6	464258				
16	Строительные камни	21	144185		4	10166				
17	Камни пильные	10	18058		8	13246				
18	Ракушка морская	4	24972							
19	Цеолитсодержащие породы (группа адсорбционного сырья)							3	49,3	69,5
20	Цеолитсодержащие породы для строительной промышленности							1		46,2
21	Торфы, сапропели							75	0,8	
22	Битумсодержащие породы							2	0,7	4,5
23	Гагаты							1		0,1
24	Доломиты							5		
										3500

Таблица 3

Структура извлекаемых запасов и ресурсов УВ по Республике Дагестан (суша) по состоянию на 01.01.2008г

	Млн.т						
	Накопленная добыча	A+B+C ₁	C ₂	C ₃	D ₁	D ₂	всего
нефть	41,4	6,6	1,5	41,3	40,8	37	168,6
Растворен. газ	9,1	1,3	0,8	-	11,9	13	36,1
Свободный газ	28,6	55,4	54,7	125	31,6	43,6	338,9
конденсат	2,2	1,6	4,1	-	5	7	19,9
Всего УВ	81,3	64,9	61,1	166,3	89,3	100,6	563,5

МОРФО-МИНЕРАЛЬНАЯ И ГЕОЛОГО-ФОРМАЦИОННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Курбанов М.М.
ОАО «Севкавгеология»

Проведена систематизация результатов металлогенических исследований в Дагестанском секторе Приводораздельной и Самур-Белореченской металлогенических оруденения. Уточнена формационная принадлежность руд цветных металлов (медь, свинец, цинк). Впервые в регионе предпринята попытка формационной типизации кобальтового и вновь выявленного под руководством автора золотого. Обозначены перспективы развития многоплановой минерально-сырьевой базы.

1. Морфологические и минеральные типы оруденения

Каталог рудных объектов Горного Дагестана включает одно разведанное колчеданное месторождение Кизил-Дере и 860 различных по минеральному составу и морфологии рудопроявлений (Г.И. Иванов, 1969, М.М. Курбанов и др., 2010). Преобладающая часть рудопроявлений выявлена либо в 30–50-х годах прошлого века в результате работ, детальность которых большей частью можно оценить как рекогносцировочное обследование, либо охарактеризова-

ны краткими описаниями и единичными пробами при ГСР-50 в 60–х и в начале 70–х годов. Поисковыми работами изучено менее 10% выявленных рудопроявлений. Оценочной стадии с некоторой долей условности соответствуют работы, выполненные на единичных рудопроявлениях. По имеющимся литературным [1, 6] источникам и многочисленным фондовым источникам (Романов Н.Т., 1953, 1968, 1980, Рыпинский С.М., 1965-68, Пшеничный Л. В., 1965, Павлов В.Н., 1968, Иванов Г.И., 1969., Карнаухов В.П., 1989 и др) все рудные объекты квалифицируются либо как колчеданные залежи, либо как жильные проявления, в составе которых выделяются медный, полиметаллический и медно-кобальтовый подтипы.

Проведенный нами (2010 г.) анализ и обобщение накопленной информации позволяет существенно уточнить систематизацию рудопроявлений по морфологическим и минералогическим характеристикам, которые позволяют выделить среди рудных объектов три основные группы:

1. Залежи и линзы сплошных, в меньшей мере прожилковых колчеданных руд, которые локализуются в существенно глинистых отложениях тоара и аалена, имеют как секущее, так и согласное с вмещающими породами залегание. Вопрос их генезиса и взаимоотношения с комплексами рудовмещающих и рудогенерирующих пород представляет отдельную проблему и здесь не рассматривается. Все известные проявления этого морфологического типа, как и медноколчеданное месторождение Кизил-Дере, сосредоточены в Приводораздельной металлогенической зоне. В их составе выделяются залежи халькопирит-пирротинового, халькопирит-пирит-пирротинового, сфалерит (сфалерит-галенит)-пиритового состава с участками сплошных пиритов с низкими содержаниями цветных металлов. Распределение текстурных и минералогических разновидностей в залежах создает четкую объемную зональность. Принципиальной является преимущественная концентрация халькопирита в пирротиновых и пирит-пирротиновых рудах (пирротин-халькопиритовый минеральный тип), сфалерита и сопутствующего галенита – в пиритовых рудах (пирит-полиметаллический минеральный тип). От общего числа рудных объектов к этой группе относится 1,5 %;

2. Зоны дробления, смятия и расланцевания с переменным уровнем развития основных жильных (кварц, сидерит) и сульфидных (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит) минералов. Они составляют 68,4 % всех учтенных рудопроявлений. Характерно как секущее, так и субсогласное со слоистостью вмещающих пород залегание. По текстурным признакам оруденение относится к прожилково-штокверковым, гнездово-(вкраплено)-прожилковым. По резкому преобладанию протяженности рудных зон над мощностью эти объекты объединены под названием «*линейно-штокверковые зоны*». Здесь также устанавливается тесная ассоциативная связь халькопирита с пирротинном, сфалерита и галенита с пиритом. При общем низком уровне опробования сульфидных проявлений, наименее изученными оказались именно линейно-штокверковые зоны, особенно при относительно ограниченном развитии эндогенной минерализации. Оруденение широко проявлено в обеих металлогенических зонах;

3. Жилы и линзы кварц-карбонат-сульфидного состава. Им принадлежат 30,1 % всех учтенных рудопроявлений. Они преимущественно сосредоточены в Самур-Белореченской металлогенической зоне. Сульфиды развиваются в виде вкрапленников, гнезд, прожилков и небольших линзовидных участков сплошного сульфидного сложения. Характерна та же связь халькопирита с пирротинном, а сфалерита и галенита с пиритом. Протяженности жил чаще всего невелики – от первых до первых десятков метров, мощности редко превышают 1,0 м.

Распределение рудопроявлений по морфологическим типам и минеральному составу приведено в таблице 1. Здесь же дается оценка содержания кобальта и золота в соответствующих морфо-минеральных типах рудопроявлений в качестве обоснования впервые предпринятой нами в регионе попытки формационного анализа оруденения этих металлов.

Таблица 1

Морфологические и минеральные типы рудопроявлений

Морфологические типы и ведущие минералы руд цветных металлов	Количество выявленных объектов		
	Всего	В том числе с содержанием	
		Co > 0,03 %	Au 0,1– 0,4 г/т
Залежи сплошных сульфидных руд			

Пирротин, пирит, халькопирит	5	5	5	
Пирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	8	3		8
Линейно-штокверковые зоны кварц-карбонат-сульфидного состава:				
Пирит, пирротин, халькопирит	61	8	10	4
Пирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	101	1	17	10
Пирит (пирит + пирротин), халькопирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	52	3	6	7
Малосульфидные с содержанием Cu, Zn, Pb до 0,3 %	374	5	14	7
Жилы и линзы кварц-карбонат-сульфидного состава:				
Пирит, пирротин, халькопирит	26	5	-	-
Пирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	34	1	6	1
Пирит (пирит + пирротин), халькопирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	20	3	3	2
Малосульфидные с содержанием Cu, Zn, Pb до 0,3%	179	2	6	3
Всего	860	38	67	42

Золото обнаруживается во всех морфо-минеральных типах за исключением халькопирит-пирротиновых рудопроявлений жильного типа. Оно на разных рудопроявлениях выступает в качестве как попутного, так и основного компонента.

Таблица 2

Распределение кобальт и золотосодержащих рудопроявлений по морфологическим и минеральным типам оруденения

Морфологические типы рудопроявлений и ведущие рудные минералы	Количество выявленных объектов						
	с содержанием Co > 0,03 %			с содержанием Au 0,1–0,4 г/т		с содержанием Au, 0,5 и более г/т	
	Всего	В т. ч. с содержанием Au, г/т		Всего	В т. ч. с содержанием Co > 0,03 %	Всего	В т. ч. с содержанием Co > 0,03 %
		0,1–0,4	0,5 и более				
Линейно-штокверковые зоны кварц-карбонат-сульфидного состава:							
Пирит, пирротин, халькопирит	8	2	1	10	2	4	1
Пирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	1		1	17		10	1
Пирит (пирит + пирротин), халькопирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	3		1	6		7	1
Малосульфидные с содержанием Cu, Zn, Pb до 0,3 %	5			14		7	
Жилы и линзы кварц-карбонат-сульфидного состава:							
Пирит, пирротин, халькопирит	5			-		-	
Пирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	1			6		1	
Пирит (пирит + пирротин), халькопирит, сфалерит (сфалерит + галенит)	3			3		2	
Малосульфидные с содержанием Cu, Zn, Pb до 0,3%	2			6		3	
Всего	28	2	3	62	2	34	3

Наибольший интерес представляют рудопроявления, отнесенные к группе линейно-штокверковых зон. В них сосредоточено 63 % золотосодержащих и золоторудных проявлений. В таблице 1 объекты по уровню содержания золота подразделены на 2 группы – до и более 0,5 г/т. Последняя группа рассматривается как наиболее вероятная для обнаружения собственно золоторудных объектов.

Кобальт связан не только с отдельными проявлениями «медно-кобальтовой субформации», как считалось ранее, но и с некоторыми проявлениями пирротин-халькопиритового, пирит-пирротин-халькопирит-сфалеритового состава, а также с малосульфидными жилами и штокверковыми зонами. Определенный интерес в плане геолого-формационного анализа представляют объекты с относительно высокими содержаниями золота и кобальта. На всех рудопроявлениях с относительно высокими содержаниями кобальта (Цмирцы, Борч, Химрик и др.) в аншлифах выявлено самородное золото.

Соотношение количества рудопроявлений, на которых установлены повышенные содержания кобальта и золота приведено в таблице 2, из которой следует:

1. В группе рудопроявлений линейно-штокверковых зон наряду с собственно золото-рудными и кобальтовыми объектами устанавливаются признаки комплексного золото-кобальтового оруденения. Эти признаки исчезают в малосульфидных зонах и наиболее вероятными являются для рудопроявлений с халькопиритом и пирротинном.

2. Совместное проявление золота и кобальта для рудопроявлений жильного морфологического типа не характерно.

Вне сомнения, на содержании таблиц и вытекающие из них заключения сказались слабая поисковая изученность рудных объектов и некоторые существенные обстоятельства, вытекающие из методики ранее выполненных поисковых работ, в частности:

- по большому числу «рудопроявлений» полностью отсутствуют результаты анализов. Такие проявления нами условно внесены в число малосульфидных объектов, учитывая, что при опробовании приоритет отдавался проявлениям с относительно интенсивным развитием сульфидных минералов;

- достоверность отнесения ряда рудопроявлений к линейно-штокверковому или жильному морфологическим типам из-за скудности исходной информации в некоторых случаях невысока. Есть основания полагать, что нередко в составе линейно-штокверковых зон опробовались только фрагменты с наиболее интенсивным проявлением жильной и сульфидной минерализации, и такие рудопроявления относились к числу жильного морфологического типа. В частности, подобное произошло и с рудопроявлениями Курушского золоторудного

поля. Именно устранение авторами этого фактора позволило выявить в регионе потенциально промышленное крупнообъемное золотое оруденение черносланцевых формаций. Факт выявления этого морфо-генетического типа выдвигает золото из списка попутных компонентов в число важнейших потенциальных видов полезных ископаемых региона;

- данные о количестве объектов с высокими содержаниями золота и кобальта также не являются исчерпывающими, т.к. большинство зарегистрированных проявлений на эти компоненты не опробовались. Следует ожидать, что реальные перспективы кобальтового и золотого оруденения значительно выше, чем они демонстрируются таблицами 1 и 2.

2. Геолого-формационные типы руд

Информация, приведенная в таблицах 1 и 2, с учетом результатов геологоразведочных работ последних лет, установленных и прогнозируемых уровней содержания меди, свинца, цинка, золота и кобальта позволяет предложить новую, более подробную, типизацию эндогенных руд Горного Дагестана (таблица 3).

Таблица 3

Геолого-формационные типы руд Горного Дагестана

Типоморфные рудные минералы	Основные (и важнейшие попутные) компоненты	Морфология рудных объектов	Примеры рудных объектов
1. Колчеданная формация (субформации: медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая)			
Пирротин, пирит, халькопирит	Cu (Zn, Pb, Co, Au, S)	Залежи сплошных сульфидных руд, штокверковые зоны.	М-ние Кизил-Дере. Рудопроявления Калакор, Атгагай I
Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит	Zn (Pb, Cu, Co, Au, Ag, S)		Рудопроявления Серное, Старый мост, Водораздельное, Атгагай II, Курдул
2. Черносланцевые золоторудные формации и субформации			
2.1. Золотосульфидная, золото-кварц-сульфидная			

Пирит, сфалерит, галенит, золото	Au (Ag, Zn, Pb,)	Линейно-штокверковые и жильные зоны, жилы	Группа рудопроявлений Куруш-Мазинского рудного узла и др.
2.2. Золото-углеродистая			
Золото, пирит (?)	Au (Ag)	Субпластовая зона графитизации М. более 6,0 м.	Рудопроявление Куруш – зона в правом борту р. Сумрайкам
2.3. Золотосульфидно-кобальтовая			
Пирит, пирротин, халькопирит (сфалерит), золото, кобальтин	Au, Co (Ag,Zn,Pb,Cu)	Линейно-штокверковые зоны	Рудопроявления Химрик, Бакадухор и др.
3. Жильная формация сульфидных руд цветных металлов			
3.1. Субформация: полисульфидно-кобальтовая			
Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кобальтин	Co (Au, Cu, Zn, Pb, Ni)	Линейно-штокверковые и жильные зоны, жилы	Рудопроявления Цмирцы, Борч –II и др.
3.2. Субформация халькопирит-пирротиновая			
Пирротин, (пирит), халькопирит	Cu (Zn, Pb)	Линейно-штокверковые и жильные зоны, жилы	Рудопроявления Огалматхет медный, Мициратхет и др.
3.3. Субформация сфалерит-халькопирит-пиритовая			
Пирит, сфалерит, халькопирит галенит, (пирротин)	Zn, Cu (Pb)	Линейно-штокверковые и жильные зоны, жилы	Рудопроявления Борч I, Гдым, и др.
3.4. Субформация сфалерит-пиритовая			
Пирит, сфалерит, галенит, (пирротин халькопирит)	Zn (Cu, Pb)	Линейно-штокверковые и жильные зоны, жилы	Рудопроявления Огалматхет полиметаллический, Красное и др.

Колчеданная формация

К ней отнесены все проявления, представленные залежами сплошных сульфидных руд с пиритовой пирит-пирротиновой основой. В этой части наши предложения не вносят принципиальной новизны в прежние представления [2, 3, 5]. По составу ведущих минеральных ассоциаций колчеданная рудная формация подразделяется на медно-колчеданную (пирротин-халькопиритовую и пирит-пирротин-халькопиритовую) и колчеданно-полиметаллическую (пирит-сфалеритовую с галенитом) субформации. В рудах колчеданной формации золото и кобальт являются типоморфными попутными компонентами. По опыту изучения колчеданных объектов Дагестана и Азербайджана содержание золота в колчеданно-полиметаллических рудах в десятки раз превышает, чем в медноколчеданных.

Золоторудные формации

В 13 % всех зафиксированных «неколчеданных» рудопроявлений региона установлено содержание золота, представляющее несомненный прогнозный и поисковый интерес. Оруденение относится к золотосульфидной (золото-кварц-сульфидной), золото-углеродистой и золотосульфидно-кобальтовой формациям семейства черносланцевых золоторудных формаций. В основе выделения оруденения золоторудных формаций находится выявление Куруш-Мазинского рудного узла, оценка прогнозных ресурсов Курушского рудного поля по категории P_2 и сопоставление фондовой и архивной геологической информации по другим золото-содержащим проявлениям региона с вновь полученными данными (М.М. Курбанов и др., 2010).

Обнаружение совместных относительно высоких содержаний золота и кобальта в определенной группе рудопроявлений свидетельствует о возможности выделения в составе золоторудной формации золотосульфидно-кобальтовой субформации, отличающейся от собственно золотосульфидной формации относительно высокими содержаниями кобальта, а в единичных случаях и никеля. Такие объекты сосредоточены в линейно-штокверковых зонах и преимущественно на участках развития пирротина и халькопирита. Для рудопроявлений кобальта жильного морфологического типа золото не характерно.

Формационные типы кобальтового оруденения

Кобальтовая минерализация, представляющая практический интерес, ранее отмечалась на единичных проявлениях и относилась к жильной медно-кобальтовой субформации. На осно-

вании обобщения фондовых материалов нами выявлено 28 рудопроявлений с содержанием кобальта более 0,03 % без учета объектов колчеданных руд. Из них содержание кобальта по данным химанализов на 3-х рудопроявлениях находятся в пределах 0,1–0,5%, на 6-ти рудопроявлениях более 0,5%, в т.ч на 4-х рудопроявлениях 0,92–5,6%. Кобальт характерен для всех морфо-минеральных типов руд, но наибольшее их число сосредоточено в брекчиевых и линейно-штокверковых зонах с медной минерализацией (8 рудопроявлений), малосульфидных брекчиевых и линейно-штокверковых зонах (5 рудопроявлений) и в кварц-халькопиритовых жилах (5 рудопроявлений). Минеральный и элементный состав рудопроявлений изучен крайне слабо. На всех рудопроявлениях кроме кобальта химическими анализами определялось содержания меди, свинца и цинка. Только на единичных рудопроявлениях определено содержание никеля 0,01–1,0%. Наиболее содержательные (но далеко не полные) сведения получены по следующим рудопроявлениям кобальта:

Рудопроявление Цмирцы /Зинченко, 1969/. На поверхности выявлены 5 рудных зон медно-кобальтового (пирит, халькопирит, кобальтин, эритрин, малахит) состава протяженностью до первых сотен метров и содержанием кобальта от сотых до 0,4 %. Преимущественно кобальтовая минерализация развивается в экзоконтактах даек. Пройденная для подсечения первой зоны штольня (100м) попала в тектоническое окно и не вскрыла рудную зону. Поисковые работы были прекращены.

Рудопроявление Борч II (Романов, 1968). Кобальт (кобальтин, сафлорит) до десятых долей % установлен по единичным сечениям в зоне штокверковой минерализации.

Рудопроявление Бакадухор /Ирха, Буй, 1978/. В мощной (до 500 м зоне смятия в дайках диабазовых порфиров и на экзоконтактах в брекчиевидных и прожилковых сульфидных (пирит, халькопирит) рудах установлены содержания кобальта до 0,108 % и никеля до 0,82 %.

Рудопроявление Мушлак /Ирха, Буй, 1978/. В единичных отобранных пробах по зоне сплошных и прожилковых руд выявлено содержание кобальта от 0,06 до 0,085 %. Здесь же определены содержания меди 1,18-1,32 %, цинка 0,35-0,5 %, свинца 0,06-0,16 %, золота 0,1-1,2 г/т, серебра 4,2-16,6 г/т.

Рудопроявление Химрик /Ирха, Буй, 1978/. Субширотная зона, в пределах которой развита медно-кобальтовая минерализация, имеет мощность 350-400м и протяженность по простиранию более 1500м (не оконтурена). Наиболее интенсивно оруденение проявлено на контактах дайки диабазов в виде зон мощностью до 5м. Содержание кобальта установлено: в массивных сульфидных рудах (до 0,12%), в кварц-аргиллитовой брекчии до 5,6 % (среднее на 2,5м. 2,44%). На рудопроявлении установлены содержания меди 0,1 – 0,92 %, золота 0,1 – 17,5 г/т, серебра 0,9- 14,9 г/т. В одной неоконтуренной по мощности зоне установлены средние содержания золота 7,7 г/т и серебра 8,2 г/т на опробованную мощность 2,5м.

На данной стадии изученности кобальтовое оруденение, кроме отмеченной выше золотосульфидно-кобальтовой субформации, отнесено к жильной формации сульфидных руд цветных металлов. В ее составе выделена полисульфидно-кобальтовая субформация в линейно-штокверковых и жильных телах преимущественно с пирротин-халькопиритовым сульфидным наполнением.

Жильная формация оруденения меди, цинка и свинца

В пределах Горного Дагестана она проявлена весьма широко. Рудопроявления представлены линзовидными жилами, жильными и протяженными штокверковыми зонами с переменным количеством жильных и сульфидных минералов. По преобладающему составу сульфидных минералов состава жильной формации выделяются халькопирит-пирротиновая, сфалерит-халькопирит-пиритовая, сфалерит-пиритовая (с галенитом) субформации. Рудопроявления этой формации локализуются как в песчано-глинистых отложениях нижней и средней юры, так и в телах субинтрузивных пород, преимущественно занимая их приконтактовые части. Наибольшие объемы реализованных в регионе поисковых работ были сосредоточены именно на изучении рудопроявлений этого геолого-формационного типа. Промышленно значимых объектов не выявлено. Перспективы выявления таких объектов меди, цинка и свинца нами также расцениваются как весьма низкие. Практическая значимость этих объектов может определяться уровнем содержания в них золота и кобальта. Но при высоких концентрациях последних объекты могут квалифицироваться по другим геолого-формационным типам.

В группу **малосульфидных проявлений**, формационная типизация которых в силу их слабой геологической изученности остается проблемной, входят минерализованные зоны и жильные тела, которые занимают 64 % от общего числа рудопроявлений. Вероятнее всего,

значительная их часть не представляет практического интереса. Но имеющаяся информация свидетельствует о том, что эти проявления могут служить существенным ресурсом для пополнения перечня объектов колчеданной, золоторудных и кобальтовых формаций. Следует также учесть, что при поисковых работах основным критерием разбраковки рудопроявлений считалось «промышленное» содержание цветных металлов по данным опробования поверхности. По этой причине рудопроявления линейно-штокверковой морфологии не привлекали большого внимания.

Как известно, на том же месторождении Кизил-Дере выходы рудных тел на поверхность характеризуются содержаниями цветных металлов в десятые и сотые доли %, а ряд рудных тел и вовсе не выходит на дневную поверхность.

В этой же группе находятся отдельные рудопроявления с содержанием олова до 0,1 % и хрусталеносные кварцевые жилы, преимущественно развитые в СЗ части территории, которые также представляют определенный поисковый интерес.

Таблица 4

Геолого-формационные типы оруденения металлогенических таксонов

Рудные районы и рудные узлы	Рудные поля, в том числе потенциальные	Формации (и субформации) руд в соответствии с их нумерацией в таблице 3
Приводораздельная металлогеническая зона		
I-1 Аваро-Андийский	I-1-0-1 Орицкальское I-1-0-2 Мушлакское	2 (2.1; 2.3). 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
I-2 Джурмутский <i>I-2-1 Джурмут-Химрикский</i> <i>I-2-2 Верхне-Джурмутский</i>	I-2-1-1 Шваморское I-2-1-2 Химрикское I-2-1-3 Цумилухское I-2-1-4 Чодоридагское	1 (предположительно), 2 (2.1; 2.2; 2.3). 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
	I-2-2-1 Цемарорское I-2-2-2 Маччалорское I-2-2-3 Калакор-Водораздельное I-2-2-4 Кокзеборское	1; 2 (2.1; 2.2; 2.3). 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
I-3 Верхне-Самурский	I-3-0-1 Даккичай-Бадакское I-3-0-2 Диндичайское I-3-0-3 Атгагайское I-3-0-4 Курдильское I-3-0-5 Цимиры	1; 2 (2.1; 2.2; 2.3); 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
I-4 Ахтычайский	I-4-1-1 Борчинское I-4-1-2 Кизилдеринское I-4-1-3 Фийское I-4-1-4 Мулларчай-Вахчагчайское	1; 2 (2.1; 2.2; 2.3); 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
Самур-Белореченская металлогеническая зона		
II-1 Фалфанский <i>II-1-1 Нижне-Ахтычайский</i> <i>II-1-2 Куруш-Мазинский</i>	II-1-1-1 Фалфан-Тукиркильское II-1-1-2 Цейхурское II-1-1-3 Смугульское	1 (предположительно), 2 (2.1; 2.2; 2.3). 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
	II-1-2-1 Мазинское II-1-2-2 Курушское	2 (2.1; 2.2; 2.3). 3 (3.1; 3.2; 3.3; 3.4)
II-2 Рутульский потенциальный РР		2; 3
<i>II-3 Хваршинский потенциальный РР</i>		2; 3
II-4 Андийский потенциальный РР		2; 3

Закономерности размещения приведенных морфо-минеральных и геолого-формационных типов оруденения Горного Дагестана обнаруживает устойчивые признаки зональности, освещение которых представляет собой самостоятельный объект исследований. Распределение геолого-формационных типов руд по металлогеническим таксонам (таблица 4, рис. 1) демонстрирует преимущественное развитие медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических руд в Приводораздельной металлогенической зоне. Золото-сульфидные, в том числе золото-сульфидно-кобальтовые, рудопроявления характерны, как для Приводораз-

дельной, так и Самур-Белореченской металлогенических зон. Полисульфидно-кобальтовые рудопроявления установлены только в Самур-Белореченской металлогенической зоне. Здесь же отмечается значительно более широкое, чем в Приводораздельной металлогенической зоне развитие рудопроявлений меди, цинка и свинца жильной формации.

Приведенное обобщение формационных признаков эндогенного оруденения в сочетании с современной оценкой прогнозных ресурсов меди, цинка, свинца, кобальта, золота и серебра (Курбанов М.М. и др., 2010) выдвигает территорию Горного Дагестана в разряд наиболее перспективных регионов юга России на создание крупной многоотраслевой минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов.

Литература

1. Абдуллаев Р.Н., Курбанов Н.К., Алиев Г.И. Магматизм и колчеданное оруденение Жихих-Чугакской зоны Белоканского рудного района // Изв. АН СССР, сер. геол., №4, с.79-89.
2. Богущ И.А. Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа // Проблемы онтогенеза минералов. Л. Наука, 1985, с.67-72.
3. Богущ И.А., Курбанов М.М. Минералогические особенности и генезис месторождения Кизил-Дере. Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. Новочеркасск НГТУ, 1996, стр. 28-34.
4. Курбанов М.М., Богущ И.А. Концепции рудоносности и перспективы благородных металлов черносланцевых толщ Северного Кавказа // Материалы юбилейной конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, Ессентуки, 1974, с.34-37.
5. Курбанов М.М., Богущ И.А. Минералогические особенности и генезис месторождения Кизил-Дере // Сборник научных трудов НГТУ, Новочеркасск, 1996, с.28-34.
6. Твалчрелидзе А.Г., Буадзе В.И. Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений. // Минеральные месторождения. М., Наука, 1972.

ФОРМИРОВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ТИТАН-ЦИРКОНИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ РОССЫПЕЙ В УСЛОВИЯХ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ

Лаломов А.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), lalomov@mail.ru

Одинаковая гидравлическая крупность (скорость падения в водной среде) тяжелых россыпных минералов и обломочных частиц вмещающих пород прибрежно-морских титано-циркониевых россыпей образуется в результате их длительного и многоэтапного сосуществования в ходе процессов седиментогенеза.

Классическая модель формирования россыпей основана на разной гидравлической крупности полезного компонента и вмещающих отложений. Но в титан-циркониевых россыпях эти крупности эквивалентны. Какие же механизмы ведут к образованию таких концентраций?

Исследования закономерностей перемещения частиц различных плотностей в потоке показывает, что эффекты концентрации тяжелых минералов связаны с процессами, происходящими в субламинарном придонном слое, где перемещение осадков происходит путем сальтации или волочения. При переходе во взвешенное состояние преобладающим становится эффект гидравлической эквивалентности, который ведет к перемешиванию рудных и нерудных частиц и разубоживанию россыпных концентраций, в том числе и в фазе последующего осаждения взвешенных наносов.

Таким образом, наиболее эффективно процессы концентрации тяжелых минералов протекают в узком диапазоне гидродинамических энергий (придонных скоростей): начало процесса шлихования соответствует минимальной горизонтальной срывающей скорости для безрудных частиц, прекращение процесса обогащения (и перемешивание осадка) происходит при придонных скоростях, соответствующих переходу во взвесь частиц тяжелых минералов.

Если россыпи фаций пляжа формируются под воздействием прибойного потока в условиях активного гидродинамического режима, то россыпные концентрации сублиторали образуются в результате действия придонных течений компенсационного, вдольберегового, градиентного, сточного и т.п. характера за внешней границей зоны забурунивания, где колебательные волновые движения оказывают на донные осадки подчиненное влияние [Динамические ..., 2003]. Поскольку ископаемые титан-циркониевые россыпи России относятся преимущественно

к сублиторальному типу, исследование механизма образования россыпных концентраций в условиях придонных течений имеет первостепенный интерес.

Для частиц диаметром 0.1–0.05 мм, преобладающих в современных титан-циркониевых россыпях сублиторальной зоны, неразмывающая придонная скорость V_0 (она же минимальная срывающая) по формуле Кнороза [1958] определяется как:

$$V_{0i} = 0.71 \lambda_R^{-0.5} \nu^{0.3} (g \rho^*)^{0.35} D^{0.05} \quad (1)$$

где λ_R – гидравлический коэффициент трения, ν – кинематический коэффициент вязкости, g – ускорение свободного падения, D – диаметр частицы; $\rho_i^* = (\rho_i - \rho) / \rho$ – относительная плотность частицы в воде, где ρ_i и ρ – массовая плотность частицы и воды соответственно. Построчный индекс $i = s$ для частиц вмещающих отложений, $i = r$ для рудных частиц.

В результате преобразований уравнения Кнороза получаем соотношение:

$$V_{os} / V_{or} = (\rho_s^* / \rho_r^*)^{0.35} (D_s / D_r)^{0.05} \quad (2)$$

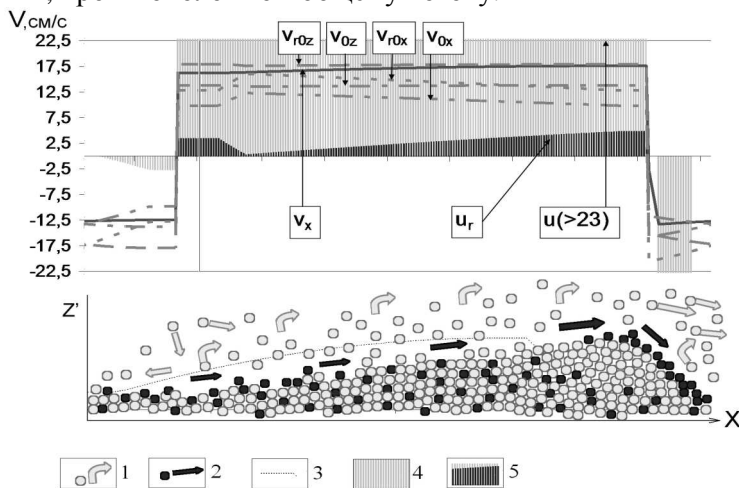
Из этого следует, что отношение диаметров равнопадающих частиц в рассматриваемой области обратно квадратному корню из отношения их относительных плотностей, а отношение диаметров «равнодвигаемых» частиц обратно отношению их относительных плотностей в седьмой (!) степени:

$$D_r / D = (\rho_s^* / \rho_r^*)^7 \quad (3)$$

Так, например, для рассматриваемых частиц – кварца и ильменита, отношение «равнопадаемости» равно 0.67 (диаметр рудной частицы к диаметру нерудной), а отношение «равнодвигаемости» 0.0034. В то же время, необходимо отметить, что при увеличении крупности частиц, степень при отношении относительных плотностей в формуле (3) уменьшается и достигает 0.5 уже при $D > 2$ мм. Уравнения движения частиц различной плотности трансформированы для учета наклонной поверхности склонов донных форм и применены для условий грядовой формы движения наносов.

Анализ литодинамики на различных участках гряды с разными значениями угла наклона поверхности относительно направления потока показывает, что в зависимости от отношения скорости потока и минимальных срывающих скоростей могут возникать две зоны концентрации тяжелых минералов. По мере увеличения скорости потока более $v_x > v_{0x}$ на фронтальном склоне гряды начинается движение нерудных частиц вверх по склону, при этом у подножия начинается образовываться остаточная россыпная концентрация.

При $v_x > v_{r0x}$ приходят в движение по поверхности частицы тяжелых минералов, а при $v_x > v_{0z} > v_{r0z}$ нерудные и рудные частицы соответственно переходят в режим сальтации и взвеси. На тыловом склоне гряды образуется т.н. «валец», где придонное течение направлено вверх по склону в направлении, противоположном общему потоку.



u , u_r – скорости движения частиц нерудных и рудных минералов соответственно. v_0 – критические срывающие скорости: v_{0x}, v_{r0x} – перехода к качению (скольжению) нерудных и рудных частиц соответственно; v_{0z}, v_{r0z} скорости начала сальтации для нерудных и рудных частиц соответственно.

1 – нерудные частицы и направления их движения, 2 – рудные частицы и направления их движения, 3 – первоначальный контур гряды, 4 – зона движения нерудных частиц, 5 – зона движения рудных частиц.

Рис. 1. Образование россыпных концентраций в условиях грядовой формы движений наносов.

На рис. 1 изображена ситуация, при которой на всем лобовом склоне гряды нерудные частицы начинают движение взвешиванием, а рудные – качением. Кроме того, нерудные частицы начинают движение взвешиванием в верхней части тылового ската при одновременном

скатывании и аккумуляции рудных частиц на этом участке. Нерудные частицы, выпадающие из взвеси в подвале гряды, движутся к ее тыловому скату, где переходят во взвешенное состояние, не снижая, таким образом, концентрации рудных частиц. Взвешенные нерудные частицы, достигшие лобового склона следующей гряды, продолжают движение в положительном направлении взвешиванием. Процесс сепарации рудных и нерудных частиц на этой стадии представляется наиболее эффективным, в тыловой зоне гряды начинается интенсивное концентрирование тяжелых рудных минералов.

Выявленный механизм объясняет процесс образования титаноциркониевых россыпей в условиях придонных течений при грядовой форме движения наносов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00268-а.

Литература

1. Динамические процессы береговой зоны моря. (Под ред. Р.Д. Косьяна, И.С. Подымова, Н.В. Пыхова). – М.: Научный мир, 2003. – 320 с.
2. Кнороз В.С. Неразмывающая скорость для несвязанных грунтов и факторы ее определяющие // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. 1958. Т.59. С. 62–80.

ОБ ОДНОМ МЕХАНИЗМЕ ВЫТЕСНЕНИЯ НЕФТИ В ПОРИСТОЙ СРЕДЕ

(на примере Ачисинского месторождения Дагестана)

¹Магомедов М.Р., ²Магомедов Р.А.

¹ДГТУ, ²Институт геологии ДНЦ РАН

1. Обоснование механизма вытеснения

На механизм вытеснения нефти в пористой среде существенно влияют поверхностные свойства системы нефть-вода-порода. С повышением температуры уменьшается толщина адсорбционного слоя поверхностно-активных молекул нефти на поверхности поровых каналов, в результате чего проницаемость пласта для нефти увеличивается за счет уменьшения поверхностного натяжения нефти [1]. Это обстоятельство играет важную роль в процессах, происходящих в пласте. Тепловые методы разработки нефтяных месторождений основаны на резком снижении вязкости нефти при нагреве, что приводит к увеличению ее подвижности в пластовых условиях. Развитию термических методов добычи нефти во многих нефтедобывающих странах мира уделяют большое внимание. В частности, в США, Венесуэле, Канаде, Франции проводят интенсивные научно-исследовательские и технологические работы в промышленных масштабах по более полному извлечению нефти из недр указанными методами [1]. Одним из разновидностей теплового воздействия на нефтеносные пласты является применение термальной воды в качестве рабочего агента, при котором проявляются практически все известные механизмы вытеснения нефти, сопровождающиеся разнообразными фазовыми переходами, значительно влияющими на увеличение нефтеотдачи пласта. Механизм термического воздействия на пласт основан на тепловом и динамическом эффектах. Исследованиями, проведенными в институте «Союзтермнефть» в лабораторных условиях установлено, что при увеличении температуры до 100 °С из образцов вытесняется 62 % нефти, при температуре 150 °С - около 70%, а при температуре 200 °С - порядка 75 % нефти. Изменение коэффициента вытеснения нефти горячей водой в зависимости от объема нагнетания агентов по данным [1] приводится на рис. 1.

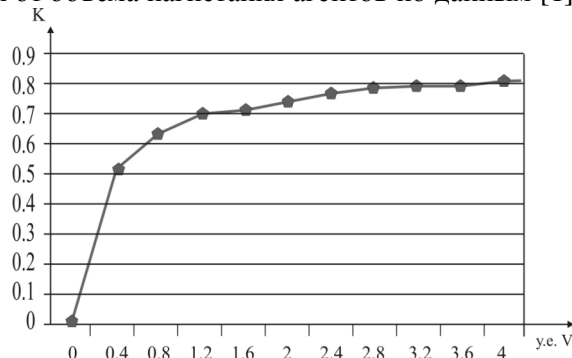


Рис. 1. Зависимость коэффициента вытеснения нефти от прокачиваемого объема воды

Известно, что во время вытеснения нефти холодной водой механизм его определяется в основном поверхностно-активными и капиллярными процессами, происходящими в пласте,

которые в свою очередь зависят от свойств нефти, пластовой воды и коллектора. Вследствие неоднородности размеров поровых каналов и неблагоприятного соотношения вязкостей нефти и воды последняя двигается с опережением, создавая позади водонефтяного контакта, зоны различной водонасыщенности. При воздействии на пласт горячей водой за счет высокого фронта вытеснения, в результате чего впереди него создается зона двухфазной смеси, снижающую в некоторой степени фазовую проницаемость. Экспериментально установлено, что при обводненности 70-76 % и с изменением температуры от 125 °С до 200 °С нефтеотдача увеличилась от 20 до 46,9 % [1]. Лабораторные исследования по паротепловому циклическому воздействию на модель пласта, проведенные при различных температурах, показали, что конечная нефтеотдача пласта существенно зависит от температуры зоны воздействия. При температуре 200 °С после трех паротепловых обработок нефтеотдача модели пласта составила 77 %, а при температурах пласта 125 и 150 °С - 60,3 и 68,5 % соответственно. Установлено, что максимальную эффективность паротепловых обработок можно получить за первые два-три цикла, поскольку объем вытесненной нефти за первые три цикла составляет 90-96 % [2]. Оптимальной температурой для пористого пласта с высокой проницаемостью считается 120 °С, при которой может быть вытеснено до 80 % нефти.

Для более полного представления явления скопления (вытеснения) нефти кроме физического механизма необходимо рассмотреть его и с геологической точки зрения, т.е. с точки зрения антиклинальной теории, хотя, в последнее время появляются и новые теории (концепции) на процесс образования, транзита и скопления (вытеснения) УВ.

В подавляющем числе случаев нефтяные месторождения связаны с антиклинальными структурами. Принято считать, что тектоника предопределяет подземное распределение нефтяных скоплений, что сперва возникают антиклинали, а уже затем в них концентрируется нефть. В действительности же указанные процессы происходят в обратном направлении: образование нефтяных залежей предшествует тектоническим явлениям и наличие нефтяных скоплений в толщах земной коры предопределяет местоположение будущих антиклинальных складок.

Распределение нефти по антиклинальным структурам не является результатом миграции нефти из предполагаемых особых материнских пород в породы, служащие предполагаемыми коллекторами или приемниками для кочующей нефти.

Нефть оказывается на антиклиналях в результате процесса перераспределения нефти, воды и газа из первоначального положения, когда исходный для образования нефти органический материал был ещё твёрдым телом, в новое положение, обусловленное тем, что образовавшаяся нефть, будучи жидкостью, наравне с водой и газами, подчиняется гидростатическим законам, оставаясь при этом в пределах пластов, в которых был отложен исходный органический материал. Отрицать не приходится, что на такое перераспределение нефти в пластах, в которых произошло её образование, процессы складкообразования могли оказывать влияние но если перемещение нефти происходило, то только в пределах пластов, в которых она находилась ещё до начала пликвативной дислокации. Такое обособление водяных, нефтяных и газовых скоплений могло иметь место ещё до начала пликвативной дислокации потому, что нефтеносные пласты в исходном положении, подобно всяким другим недислоцированным пластам, не являются строго горизонтальными, а отражают неровности бывшего дна бассейна, в котором они были отложены и покрыты поэтому системой весьма плоских выпуклин и впадин. Такие обособившиеся залежи нефти, расположенные по вертикали друг над другом, ослабляют на этом участке сопротивляемость нефтеносной толщи боковому сжатию, что, в свою очередь, предопределяет местоположение осей возникающих антиклинальных складок. В конечном итоге, получается совпадение местоположения нефтяных залежей со сводами антиклинальных складок.

Пликвативная дислокация пластов верхней части земной коры напоминает до некоторой степени процесс экспериментального складкообразования в приборах с неподатливым дном. И в том и в другом случае сжимаемые боковым давлением пласты, встречая снизу непреодолимое сопротивление, поддаются кверху, в сторону минимального сопротивления. В такой обстановке опрокинутые своды синклиналей остаются на прежнем уровне и смещаются только в горизонтальном, но не в вертикальном, направлении. Своды же антиклиналей перемещаются в обоих направлениях, как в горизонтальном, так и в вертикальном. Антиклинали отвечают, таким образом, подвижным частям комплекса, а синклинали - неподвижным, или точнее, менее подвижным его участкам.

При переноске этих представлений на нефтеносные бассейны или районы (в широком значении слова) надо принять во внимание резко выраженную приуроченность нефтяных зале-

жей к антиклинальным сводам, т. е. к оказавшимся более подвижными частям пластового комплекса, и столь же определённую приуроченность воды к синклинальным прогибам, т. е. к менее подвижным участкам комплекса пород. При учёте этого обстоятельства сама собой напрашивается мысль, что наличие нефти в пластах делает их более подвижным, чем наличие воды, жидкости более тяжёлой. Вот почему водоносные участки его оказываются, на дне синклинальных прогибов.

С точки зрения антиклинальной теории, допускающей проникновение воды и нефти в пласты антиклинальной складки уже после её формирования, такое распределение различных нефтей и вод по различным стратиграфическим горизонтам остается необъяснимым.

Антиклинальная теория была предложена для объяснения явления столь часто наблюдаемой приуроченности нефтяных залежей к сводам антиклинальных складок. Наиболее распространённый вариант антиклинальной теории оперирует с тремя основными допущениями. Допускается образование нефти в особых нефтепроизводящих породах: допускается миграция нефти из этих пород по системе трещин в своды антиклиналей; допускается проникновение мигрирующей нефти в особые пласты-коллекторы, в которых и происходит концентрация её в залежи, имеющие промышленное значение. Допускается, что пласты-коллекторы залегают в верхних частях антиклинальных сводов, а нефтепроизводящие пласты - в нижних. Произвольность этих допущений вызывает ряд веских возражений, а это, в свою очередь, заставляет сомневаться в состоятельности антиклинальной теории, в смысле правильности объяснения явления приуроченности нефти к антиклиналям.

Приуроченность нефтяных залежей к сводам антиклинальных складок объясняется проще. Нефтеносные антиклинали являются только частным случаем среди антиклинальных складок. При пликативной дислокации, комплекса пород подвергаются изгибу ослабленные места этих толщ. Причины ослабления сопротивляемости изгибу того или другого участка толщи бывают различные. Одной из таких причин является наличие в ней значительных масс нефти. Вот почему нефтеносные участки толщ подвергаются изгибу в первую очередь и вот почему они и определяют места возникновения антиклинальных складок. Таким образом, столь часто встречающееся сочетание нефтяных залежей и антиклинальных сводов находит простое объяснение, делающее излишними циркулирующие вспомогательные гипотезы о нефтепроизводящих породах, о миграции, нефти, о пластах-коллекторах. Чтобы оказать такое определяющее влияние на возникновение антиклинальных складок, путём ослабления сопротивляемости толщи изгибу, в них должно быть очень много нефти, незначительные залежи нефти не окажут заметного или решающего влияния. Вот почему мощные многопластовые месторождения нефти обнаруживают антиклинальное строение, а скромные малопластовые месторождения дают так много исключений из правила антиклинального залегания.

2. Последовательность проведения промышленного эксперимента

В каждом конкретном случае температура рабочего агента должна подбираться исходя из теплофизических свойств пласта - коллектора, при котором наглядна наибольшая эффективность нагнетания. Определяющую роль при закачках будут играть фильтрационные особенности продуктивного пласта. Поэтому перед организацией работ по закачке термальных вод в пласты должны быть решены некоторые геолого-технические задачи:

- оценены ресурсы термальных вод, которые могут быть использованы для организации закачки в промышленных масштабах;
- изучены физико-химические свойства нефтей, термальной воды и фильтрационных особенностей пластов-коллекторов;
- охарактеризованы параметры реинжекции термальных вод и выбрано оборудование для этих целей.
- решены вопросы водоподготовки перед закачкой для предотвращения кольматации, солеотложения и снижения коррозионной активности вод.
- установлены зависимости интерференции скважин от объема закачки, температуры, физико-химических свойств рабочего агента и фильтрационных характеристик пласта-коллектора и др. путем проведения экспериментов по закачке.

Промышленный эксперимент на пл. Ачи-Су предусматривает осуществление термического воздействия на пласт термальной воды с температурой 115 °С без предварительного подогрева. Количество тепла, которое необходимо для нагрева нефти в пласте до заданной температуры, представляет собой функцию относительных объемов нефти, воды и породы и соотношения их теплоемкостей.

Основными критериями для нефтеносных пластов разрабатываемых с применением теплового воздействия на них путем нагнетания горячей воды согласно экспериментам, приведенным в работе [1] является пористость пласта, которая должна быть в пределах 10-30 %. Чем выше пористость, тем менее тепловой энергии расходуется на прогрев породного массива и тем эффективнее технологические результаты.

Известно три основных технологических варианта воздействия на пласт:

1. циклический,
2. циркуляционный
3. площадной.

При циклическом варианте закачка воды происходит через насосно-компрессорные трубы в течение 3-6 недель. Затем выдерживают в течение 10-20 суток, после чего скважину пускают в эксплуатацию. При этом снижение вязкости нефти и очистка призабойной зоны пласта, что в целом улучшает вытеснение нефти за счет естественной энергии пласта. При реализации большинства проектов термического воздействия обычно начинают с циклического нагнетания. После соответствующей обработки скважина эксплуатируется вплоть до начала нового цикла.

Циркуляционный вариант предусматривает нагнетание термальной воды по кольцевому пространству к забою скважин. Конденсат извлекается на поверхность вместе с нефтью. Для этого варианта требуется сравнительно однородный пласт большой мощности и проницаемости.

При площадном варианте закачка термальной воды осуществляется в нагнетательную скважину, а нефть, вытесняемая из пласта, добывается из соседних добычных скважин. Процесс при этом непрерывный.

Для условий многопластовой Ачисинской залежи наиболее приемлемым является площадной вариант теплового воздействия на пласт. С повышением температуры пласта от 50 до 75 °С за каждый последующий цикл нефтеотдача может возрасти более чем на 10 %. И к концу эксперимента достигает 57,5 %. Зависимость нефтеотдачи коллектора от температуры приведена на рис. 2.

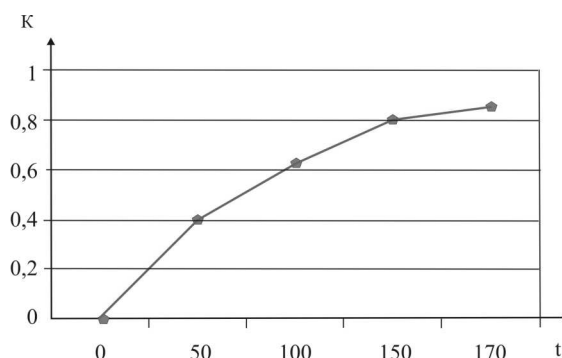


Рис. 2. Зависимость нефтеотдачи коллектора от температуры пласта [1].

Для достижения наибольшей тепловой эффективности разработки в качестве предельно допустимого расстояния принимается такое расстояние, которое достигает тепловой фронт с заданной температурой при создании объема тепловой оторочки равной одному объему пор. Такое расстояние будет зависеть в первую очередь от мощности и проницаемости пласта. Эти расстояния можно определить расчетным путем.

Таблица 1.

Геологические характеристики пласта и флюида Ачисинского месторождения, принятые для проведения промышленных экспериментов

Наименование	Еди	Значения
1. Остаточные запасы нефти	тыс	1589,0
2. Глубина залегания продуктивного гори-	м	800
3. Площадь нефтеносного поля	га	280
4. Средняя мощность пласта	м	30
5. Остаточная нефтенасыщенность пласта	%	0,67
6. Пластовая температура	°С	20
7. Плотность нефти	г/см	0,874
8. Вязкость пластовой нефти	СП	25

9. Пористость пласта	%	28
10. Пластовое давление	МПа	0,8 (первоначальное 3,5-
11. Эффективная мощность пласта	м	15
12. Проницаемость	мД	0,15
13. Проектная приемистость	м ³	1500
14. Газовый фактор	м ³	30-650
	м ³ /	30/40 - 650/700
15. Давление закачки	МПа	0,2
16. Температура закачивания воды	°С	120
17. Объем предлагаемого нагнетания	м ³	1500
18. Количество скважин:	шт.	18
• нагнетательных		3
• добычных		15
19. Схема расположения	двухрядная	
20. Расстояние между скважинами	м	300-500

Проведенные аналитические исследования по оценке потенциальных возможностей вовлечения комплексных энергетических ресурсов недр Ачисинского месторождения с использованием фактического материала по разработке чокракской и верхнемеловой газоконденсатной залежи позволили сделать следующие выводы:

1. Основные запасы нефти чокракской залежи и газа верхнемеловой залежи имеют промышленное значение.

2. При разработке соответствующих технологий часть остаточных запасов может быть извлечена из недр.

Эксперимент состоит из трех условных моментов:

- термическое воздействие на чокракскую нефтяную залежь с увеличением нефтеотдачи путем закачки в пласт термальной воды, извлекаемой из верхнего мела;

- добыча термальных вод из верхнего мела и транспортировка ее до насосной станции;

- использование термальных вод для обогрева теплично-парникового комбината (ТПК).

Рабочим агентом для термического воздействия на чокракские нефтеносные пласты будет являться термальная вода, добываемая из скважины 146 Ачи-Су.

С целью организации добычи газа и термальной воды из верхнемеловой залежи, необходимо восстановить скважину 146, пробуренную в 1981-82 годах и имеющую следующую конструкцию (рис. 3):

478 мм - 102 м - кондуктор;

351-1544 м - промежуточная колонна;

273 - 2619 м - пром. колонна;

219 мм - 3091 м - пром. колонна.

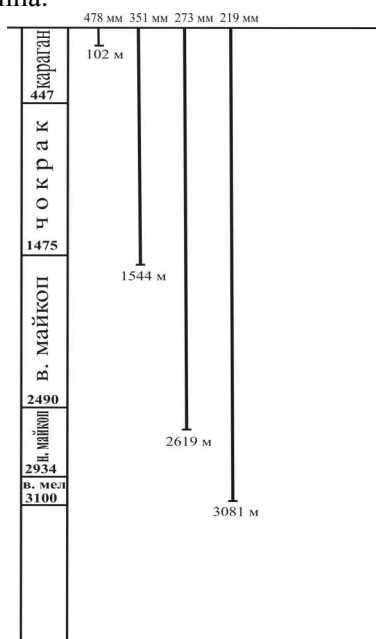
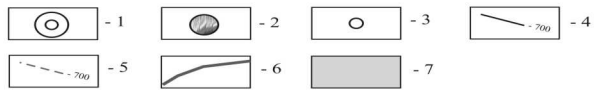
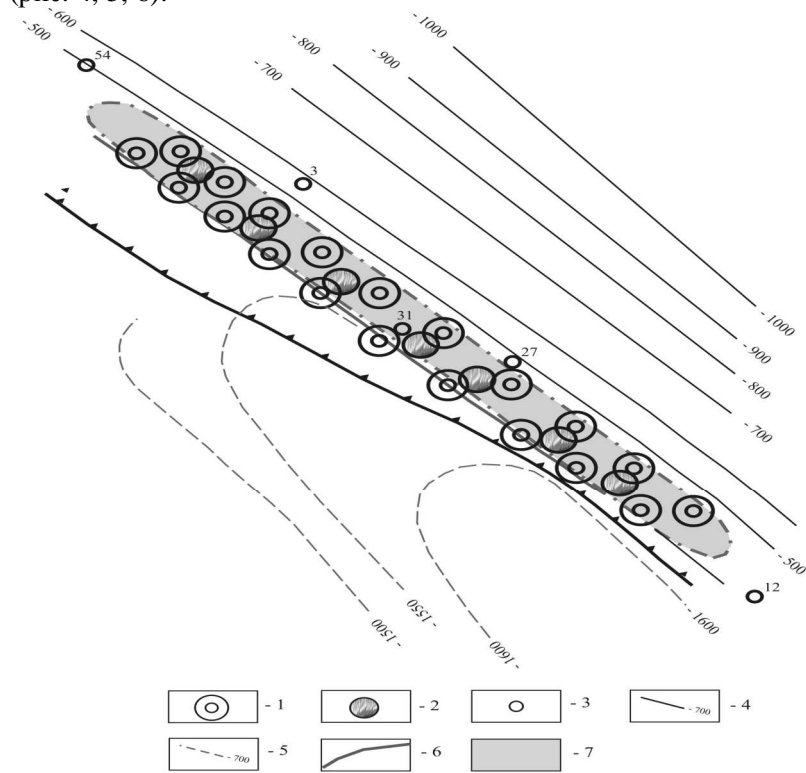


Рис. 3. Конструкция скважины 146, подлежащей восстановлению.

Бурение скважин в количестве 6 шт. со средними глубинами 800 м должно быть осуществлено по классическим двухрядным схемам, а эксплуатационная скважина должна быть помещена в середине (рис. 4, 5, 6).



Условные обозначения:

- 1 - скважины нагнетательные с зоной возмущения при закачках
- 2 - скважины эксплуатационные с зоной дренирования
- 3 - прочие скважины
- 4 - изогипсы по кровле свиты "Г" во взброшенной части
- 5 - то же в поднадвиговой части
- 6 - Линия пересечения поверхности разрыва с поверхностью свиты "Г" во взброшенной части складки
- 7 - залежь нефти

Рис. 4. Схема расположения скважин при доразработке месторождения Ачи-су термическим воздействием на пласты

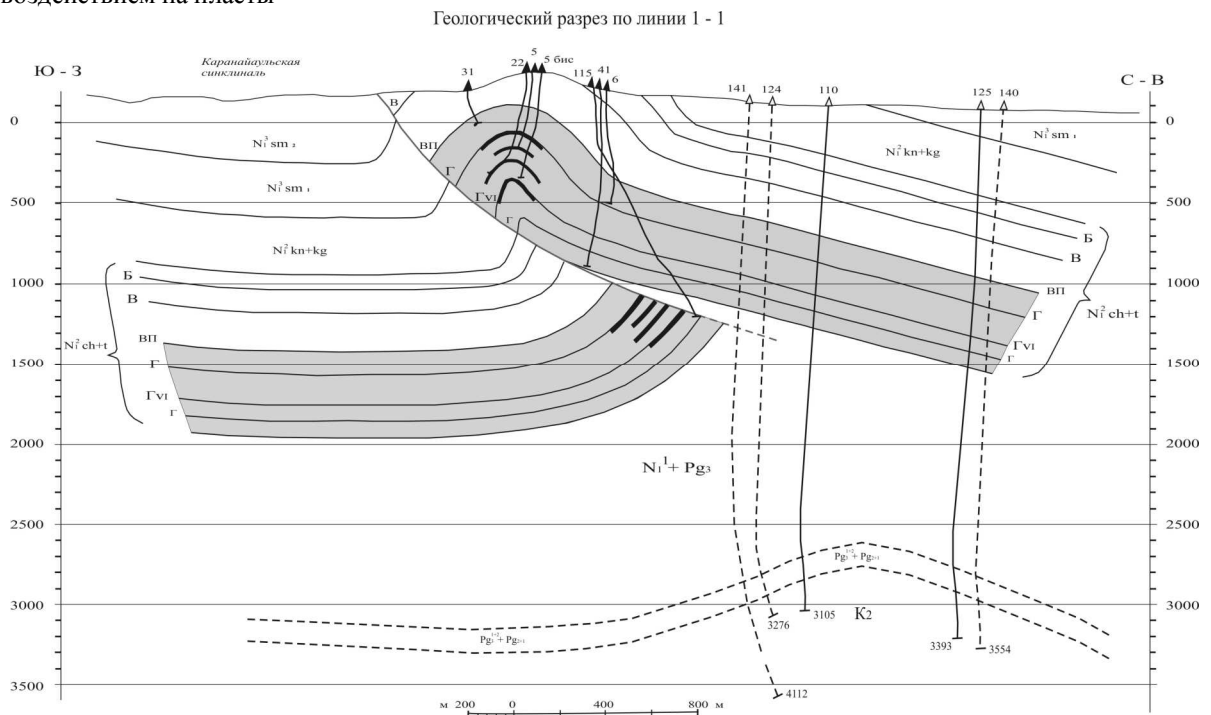


Рис. 5. Профильный разрез Ачисинского месторождения (по П.Н. Куприну).

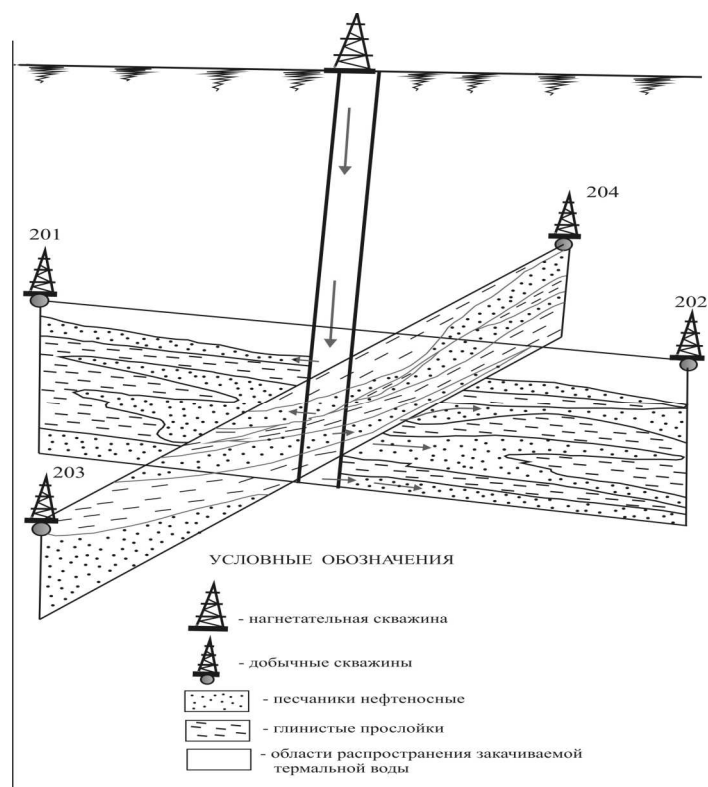


Рис. 6. Блок диаграмма чокракского горизонта (свита «Г») опытного участка Ачисинского месторождения нефти.

В зависимости от геолого-физических факторов залежи, вязкости нефти принимаем непрерывное нагнетание термальной воды в пласт с целью создания термогидродинамической связи между нагнетательной и добывающей скважинами и в последующем перейти к технологии блокноклинического паротеплового воздействия (БПВ) на пласт. При этом варианте подачи термальной воды в межтрубное пространство эффективно используют два энергетически фактора:

1. Снижается вязкость нефти и проявляется упругая энергия растворенного в нефти газа; вязкоупругая система, расширяясь, приобретает высокую подвижность не только в стволе скважины, но и по пути ее движения до пункта сбора нефти. Одновременно воздействует на пласт депрессия, что способствует притоку нефти в скважину.

2. Может возникнуть при высоких температурах термальной воды и эффект парлифта.

Процесс закачки должен осуществляться в несколько этапов. Первый этап - опытные закачки, в задачу которого входит определение расчетных параметров закачки, выявление закономерностей изменения объемов закачки от фильтрационных характеристик, величин срезки уровней, изучения изменения фильтрационных характеристик и принятых условий, определение физико-химических свойств нефти и воды в пластовых и поверхностных условиях, установления режима закачки. При опытных закачках должен осуществляться постоянный контроль и регистрация динамических показателей закачки (давление, температура, производительность и др.). Через определенные промежутки отбираются пробы воды, нефти на механические примеси, для изучения их физико-химических характеристик. По полученным данным опытного нагнетания устанавливается режим закачки. Время опытных нагнетаний определяется исходя из фильтрационных характеристик пласта. Режим проведения опытного нагнетания приводится в таблице 2.

Таблица 2.

Режим проведения опытных нагнетаний.

№ скв.	Давление, МПа	Температура, °С	Производительность, м ³ /сут	Время закачки, = час
1	2	3	4	5
I режим				
101	P = const	t° = const	100-200	5-6
	-		250-500	12
	-		1000	48
II режим				

	P = 2,0	t ⁰ = const		5
	P = 3,0	t ⁰ = const		10
	P = 5,0	t ⁰ = const		24
101	ОПТИМ = P	ОПТИМ = t°	ОПТИМ = Q	96

Примышленные нагнетания проводятся после установления оптимального режима.

При вытеснении высоковязкой нефти водой из пористой среды высокой проницаемости оптимальной средней температурой пласта, по опытным данным из отечественной практики, является 120 °С, а при температуре ниже 70 °С эффективность процесса снижается. Так в наших условиях температура пластовая составляет около 130 °С. Поэтому закачку можно вести без соответствующего подогрева, чем и определяется высокая эффективность предлагаемого метода.

Таким образом, при осуществлении запланированных работ по циклическому паротепловому воздействию на пласт можно извлечь 80 % извлекаемых запасов, то есть $Q_{извл.} = (1,58 - 0,497) \cdot 80 \% = 0,865$ млн. т.

Литература

1. Байбаков Н.К., Гарушев А.Р. Тепловые методы разработки нефтяных месторождений. - М.: Недра, 1988.- 343 с.
2. Термические методы повышения нефтеотдачи пластов. - М.: Наука, 1990-223 с., сб. научных трудов, отв. ред. М.Т. Абасов, А.А. Боксерман, Ю.П. Желтов.
3. Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа в Дагестане. - Даг. Филиал АН СССР. Институт геологии - Махачкала. Даг. кн. изд-во, 1986, 312 с.
4. Методическое руководство по поискам, разведке, оценке и картированию гидротермальных ресурсов. Опыт стран-членов СЭВ и СФРЮ. Ответственный за выпуск Г. Гелен, М., 1986.
5. Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М.: «Недра».-1965. 274 с.
6. Сабанаев К.А., Бураганов А.Б. и др. Геологический отчет УБР «Дагнефть», 1980.- Избербаш, 1980.
7. Сабанаев К.А., Некоторые черты тектонического строения Южного Дагестана и связанные с ними особенности нефтегазоаккумуляции, - Азербайджанское нефтяное хозяйство, 1981, № 4.- С. 15-19.
8. Генезис нефти и газа. Материалы Всесоюзного совещания по генезису нефти и газа. «Недра». -Москва, 1967. 712 с.
9. Высоцкий И.В. Формирование нефтяных месторождений в складчатых областях.. -М.:«Недра»,1971.- 392 с.
10. Ларская Е.С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ.-М.: «Недра», 1983.- 200 с.
11. Байрак И.К. Нефтегазоносность мезозоя краевых прогибов Предкавказья.М.: «Наука», 1982.- 82 с.
12. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М.: ГЕОС, 1999.- 76 с.
13. Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр //Мат-лы шестой межд. конф. МГУ.-2002. Книга 1-2. Под ред. Член-корр. РАН Б.А. Соколова и к.г.-м.н. Э.А. Абля.- М.: ГЕОС, 2002.- 382 с, 332 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УВ В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО КАСПИЯ.

Магомедова Б.К.

УРАН Институт геологии ДНЦ РАН.

Образование древнего субмеридионального позднепалеозойского бассейна Каспийского моря связано с прогибанием восточной части Русской платформы и Урала и их взаимодействием с Кавказским сектором Альпийского горно-складчатого пояса, Скифско-Туранской плитой и Терско-Сулакским передовым прогибом. Стратиграфический диапазон отложений Северного и Среднего Каспия включает палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения в пределах Скифско-Туранской плиты и орогена Большого Кавказа. Мощность осадочных образований резко меняется в зависимости от тектонических проявлений региона от 1200 м – Карабогазский свод до 10-14 км – Прикаспийская синеклиза. Промежуточное положение занимает Скифско-Туранская плита, где мощность осадочного чехла составляет 8-10 км с учетом возможного наличия гранито-метаморфического слоя, образованного путем застывания кислых магм, при плавления первичных осадочно-вулканогенных образований.

Фундамент Скифско-Туранской плиты не изучен бурением, а в осадочном чехле имеют развитие платформенные структуры, группирующиеся в зоны поднятий, имеющие форму валов (Ракушечно-Широтный, Тюб-Караганский, Хвалынский и др.), а также выступов (Ялама-Самурский, Песчано-Ракушечный, Центральный и др.), контролирующиеся Восточно-Мангышско-Южно-Мангышлакской системой прогибов. По геофизическим данным и результатам бурения скважин на разведочных площадях ОАО «Лукойл» на разновозрастном фундаменте

кулисообразно по системе разломов. Почти все залежи нефти и газа здесь разрушены за счет активности Нараттюбинской серии разломов в процессе акчагыльской (плиоцен) трансгрессии.

В целом, рассматривая бассейн Среднего и Северного Каспия с точки зрения формирования залежей нефти и газа, и проявления особенностей флюидодинамики и геохимии органического вещества, в первую очередь, необходимо оценить нефтематеринский потенциал седиментационных бассейнов тектонических форм (мегаантиклинорий Большого Кавказа, кряж Карпинского, Маньчская система прогибов, Терско-Каспийский передовой прогиб, Южно-Мангышлакско-Центрально-Устюртская система поднятий), на основании которой подсчитывается генерационный потенциал, что является основополагающим при оценке новых нефтегазоносных территорий и регионов. Установлено, что при прочих равных условиях ресурсы УВ пропорциональны объему субаквальных осадочных пород в нефтегазоносных бассейнах [Васюков Н.Б., 1967]. Чем крупнее нефтегазоносный бассейн и глубже опущены в нем осадочные породы, тем богаче он нефтью и газом. Учитывая автохтонность ОВ и его компонентов, наиболее вероятными направлениями реализации нефтематеринского потенциала пород извне во время главной фазы нефтегазообразования следует считать:

- Восточно-Европейскую платформу, где мощность осадочного чехла достигает до 14 км;
- Южно-Каспийскую впадину с мощностью осадочного чехла до 25 км;
- Терско-Каспийский передовой прогиб, мощность осадочного чехла достигает 12 км;
- Прикумско-Центрально-Каспийская система прогибов и поднятий, мощностью осадочного чехла 7-8 км;
- Восточно-Маньчско-Южно-Мангышлакскую систему прогибов, мощностью осадочного чехла до 5,5 км. (Рис.1).

Таким образом, при формировании залежей нефти и газа, в пределах Северного и Среднего Каспия, принимали участие пять вышеназванных очагов генерации УВ. Формирование залежей нефти и газа на древних и молодых платформах, хотя и имеют много общего, в то же время существенно отличаются по длительности, соизмеримыми с несколькими периодами (Восточно-Европейская платформа). На молодой же платформе (Скифско-Туранская плита) процессы формирования залежей прошли сравнительно поздно, так верхнемеловые залежи Предкавказья и бассейна Каспийского моря окончательно сформировались лишь к началу плиоцена, а некоторые из них в начале антропогена и формируются даже на современном этапе. Следовательно, условия формирования залежей и их размещение в пространстве определяются особенностями развития осадочных толщ древних и молодых платформ.

Процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления, независимо от стратиграфической принадлежности нефтегазоносных толщ, контролируются амплитудой прогибания зон нефтегазонакопления. Изменение тектонического режима, термобарических и других условий, может привести к определенным качественным изменениям при формировании новых фазово-генетических типов залежей. При этом сохраняется общая тенденция облегчения нефтей и увеличения их газонасыщенности с глубиной. Вместе с тем образование залежей еще не означает полное прекращение её дальнейшего развития, так как за счет качественного и количественного изменения, залежи одного генетического типа могут переходить в другие (газовая в газоконденсатную и пр.). Рассмотрим условия формирования залежей нефти и газа, по пяти основным направлениям реализации нефтематеринского потенциала пород в результате катагенеза, впервые выделенных автором, при вступлении в главную фазу нефтегазообразования на Северном и Среднем Каспии.

Прикаспийская синеклиза (Восточно-Европейская платформа) имеет свое продолжение в пределах северокаспийской акватории, обрамляя её с северо-востока. Она характеризуется солянокупольной тектоникой. В её пределах выделяются на востоке Сагизская и Эмбенская системы поднятий и расположенный на западе Астраханский свод к которой с юго-запада примыкает вал Карпинского. Соляное ядро имеет сложную конфигурацию, а минимальная глубина залегания его составляет 150-300 м. Здесь, гравиразведкой (1949г), было выявлено поднятие Манаш. В строении купола Манаш принимают участие отложения от пермских до современных. Пермские отложения представлены хемогенными осадками кунгурского яруса, имеющие мощность 7-121 м. Пермский триас представлен песчано-глинистым комплексом, с прослоями известняков. Нижнеюрские отложения имеют выходы на поверхность на своде структуры Манаш. В северном направлении эти отложения размывы и осадки нижневожского яруса верхней юры залегают непосредственно на соли. Они представлены глинами с прослоями мергелей и

песчаников с включениями обломков раковин и обуглившихся растительных остатков. Максимальная мощность юры составляет 155 м. Нижний мел выходит на поверхность в сводовой части структуры северный Манаш и представлен всеми ярусами, за исключением баррема. Выше с угловым и стратиграфическим несогласием залегают неогеновые отложения, которые не выражены в рельефе дна Каспия (Дербентская котловина).

Терско-Каспийский передовой прогиб протягивается на 800 км от Северо-Кавказского краевого массива в юго-восточном направлении до средней части акватории Каспийского моря. Ширина прогиба составляет 100-125 км. Докембрийские структурные элементы по результатам ГСЗ залегают на глубине 12-15 км, а палеозойские – 7-8 км [Краснопевцева Г.В., 1984г]. При этом для палеозойского структурного плана характерны антикавказские ориентировки, а мезозойского и кайнозойского – общекавказские. В разрезе осадочного чехла прогиба выделяется ряд крупных структурных этажей, характеризующихся специфическими особенностями строения: с региональными стратиграфическими, угловыми, а часто и азимутальными несогласиями в доюрском, нижнее-средне-юрском, верхнеюрско-миоценовом, антропогеновом комплексах.

Особенности формирования локальных структур Терско-Каспийского прогиба сводятся к тому, что в ранние фазы альпийского цикла тектогенеза почти повсеместно имеют распространение унаследованные сравнительно простые формы глыбовой складчатости, ограниченные разрывными нарушениями. Структурный план мезозойских отложений переработан постплиоценовыми тектоническими движениями, о чем свидетельствует наличие в плиоценовых и антропогеновых отложениях крупных надвигов, амплитуда которых достигает 1000 м. Формирование и размещение залежей УВ происходит по различным схемам. Так для интенсивно дислоцированных структур кратковременно существовали тектонические пути вертикальной миграции снизу вверх, характеризующиеся высокими фильтрационными свойствами. Последние значительно превышали таковые для пересекаемых ими пород-коллекторов. В результате создавались условия для сквозной миграции УВ с задержкой и концентрацией их основных скоплений преимущественно под верхними флюидоупорами.

Крайним южным элементом Терско-Каспийского передового прогиба является смещенный кулисообразно на юго-запад, Кусаро-Дивичинский прогиб, продолжающийся в море под названием Северо-Апшеронский прогиб, сопряжение которых происходит по Самурскому разлому [Сабанаев К.А., 1997г]. В результате этого опускания складки Южного Дагестана, сложенные на правом берегу Самура юрскими отложениями исчезают на поверхности под покровом более молодых неогеновых отложений. По степени дислоцированности все структуры этой зоны можно подразделить на три группы: интенсивно дислоцированные (Берикей, Каякент, Дузлак, Дагогни, Хошмензил), характеризующиеся обильными нефтегазопоявлениями на поверхности и диапиризмом в майкопе; среднедислоцированные (Инчхе-море, Избербаш), содержащие в миоцене неразрушенные залежи нефти и газа; слабодислоцированные (Балхас-Хунук, Экендиль, Аджиноур и др.) – элементы Западной антиклинальной зоны, где не получено промышленных притоков нефти и газа при испытаниях За пределами Южно-Дагестанской ступени к этой группе необходимо отнести все структуры, где проводилось безрезультатное поисковое бурение в пределах Терско-Каспийского прогиба. Перемещение блоков фундамента по разломам (Карабогазский свод, Центральное, Ялама-Самурский выступ и др.) привели к выпадению из разрезов отдельных частей стратиграфических подразделений различных рангов, формированию крупных несогласий и резкому изменению мощностей и фаций отложений в блоках. Подавляющее число выделенных разломов прослеживается в фундаменте и относится к категории скрытых. В среднедислоцированных структурах восходящая миграция по интенсивности приближается к трещинным коллекторам верхнего мела, а не успевающая мигрировать УВ формируют небольшие залежи в нижнем мелу. Для слабодислоцированных структур условий для восходящей миграции практически не существовало. В пределах Терско-Каспийского передового прогиба в формировании залежей УВ доминирующую роль сыграли глубинные разломы, по которым происходила вертикальная миграция УВ.

Прикумско-Центрально-Каспийская система прогибов и поднятий входит в состав Скифско-Туранской плиты, которая отличается резкой выраженностью очагов генерации УВ в палеозойско-мезозойских отложениях. В пределах Среднекаспийского нефтегазоносного бассейна открыты крупные и средние по запасам месторождения УВ, приуроченные к верхнепермско-нижнетриасовому комплексу (нефтекумская свита), который залегают с размывом на куманской свите нерасчлененного пермо-триаса. Карбонатная нефтекумская свита подразделяется на три подсвиты. В отложениях нижней подсвиты залежи нефти открыты на месторожде-

ниях Зимняя Ставка, Пушкарское, Восточно-Безводненское. Толщина средней свиты 188 м. Все выявленные залежи являются сводовыми, с тектоническим экранированием. Разрывные нарушения делят структуры на тектонические блоки и поля. Генерация УВ по-видимому происходила в доюрских образованиях (карбон-пермь). Поскольку структуры нарушены грабено-горстами миграция УВ происходила по сложной схеме и имеет индивидуальный характер, поскольку разрывные нарушения в процессе последующей тектонической активности изменяли их экранирующие способности. Кроме того здесь имеют распространение синклинальные прогибы с амплитудой более 1000 м (Западно-Каратауский, Укатненский, Северо-Устюртский и др.). Глубина погружения некоторых из них доходит до 3000-3300 м. Миграция углеводородов в этих случаях происходит по восстанию пластов и формирование небольших залежей УВ происходит в ловушках, имеющих причудливые формы. На сопредельных территориях суши данному геотектоническому элементу в западной части соответствует зона Восточно-Маньчских прогибов и Прикумская зона поднятий, а в восточной части – Южно-Мангышлакско-Устюртская система прогибов. В свою очередь Прикумско-Центрально-Каспийская система прогибов и поднятий подразделяется на структуры более высоких порядков: Манычско-Хвалынская структурная терраса, Хвалынско-Сарматская и Прикумская зоны поднятий; Ногайско-Тарумовская ступень и Западно-Каспийская моноклиналь. Таким образом, современный структурный план рассматриваемой части акватории Каспийского моря во многом обусловлен блоковым строением фундамента эпигерцинской платформы. Здесь выделяется система крупных разломов преимущественно северо-западной и реже северо-восточной ориентировки.

Восточно-Манычско-Южно-Мангышлакская система прогибов

Эта зона объединяет Восточно-Каспийскую флексуру (Ракушечно-Широтный, Тюб-Караганский, Хвалынский валы и Ялама-Самурский, Песчано-Ракушечный, Центральный и др. выступы) контролирующие Восточно-Манычско-Южно-Мангышлакскую систему прогибов.

Таким образом, при формировании залежей нефти и газа в пределах Северного и Среднего Каспия принимали участие 5 вышеназванных очагов генерации УВ. Следовательно, условия формирования залежей и их размещение в пространстве определяются особенностями развития осадочных толщ в пределах Скифско-Туранской плиты. Процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления, независимо от стратиграфической принадлежности нефтегазоносных толщ, контролируются амплитудой прогибания зон нефтегазонакопления. При этом сохраняется общая тенденция облегчения нефтей и увеличения их газонасыщенности с глубиной. Все локальные поднятия, в пределах Скифско-Туранской плиты, сформировались в олигоцене и являются очагами генерации УВ, а их источником являются палеозойско-мезозойские отложения. Оценивая флюидодинамическую модель генерации УВ в пределах Российского сектора акватории Каспийского моря следует отметить:

- образование УВ происходило в жестких термобарических условиях во всех пяти выделенных автором геоструктурных элементах, где палеозойско-мезозойские отложения пребывали в главной зоне нефтегазообразования.
- отсутствие УВ в пределах структур Курмангазы, Тюб-Караган, Акташ и Ялама-Самур объясняется тем, что генерация нефтематеринских толщ произошла до формирования современного структурного плана или в результате разрушения залежей УВ в триасовых отложениях в предъюрское время.
- в пределах южной части Прикаспийской синеклизы, где имеют распространение кунгурские соли, генерация УВ происходила терригенно-карбонатными комплексами вследствие лотеральной миграции в подсолевых толщах в зоне замещения кунгурских солей.
- все структуры Ракушечно-Широтного вала заполнены УВ под замок и имеют газовый характер насыщения, что свидетельствует о формировании залежей в процессе вертикальной миграции, а отложения неокома вступили лишь в верхнюю зону нефтегазообразования.
- Разломы, в основном, играют роль проводников УВ, с которыми связано формирование залежей нефти и газа.

Литература

1. Вассоевич Н.Б. Теория осадочно – миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). – Изв.АН СССР. Сер.геол., 1967 №1 1
2. Сабанаев К.А. Дагестанский сектор акватории Каспийского моря // Газовая промышленность, 1997, №3 с.54-55.
3. Сабанаев К.А., Черкашин В.И., Магомедова Б.К. Анализ результатов ГРП и особенности флюидодинамики и генерации УВ в пределах российского сектора акватории Каспия // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, №2 с.44-53.

СТРАТЕГИЯ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ СТАРЫХ РЕГИОНОВ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЯ: КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ, ОПТИМИЗАЦИЯ УПРАВЛЕНИЯ, ЭКОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Мустафин С.К.

Башкирский государственный нефтяной технический университет, sabir.mustafin@yandex.ru

Потенциал минеральных ресурсов РФ оценивается в балансовых запасах величиной 14,19 трлн. долларов США. Вопросы комплексной оценки ресурсов, включающие как их потенциальную ценность, так и их состояние в настоящее время весьма актуальны. Приоритетным направлением исследований Отделения наук о Земле РАН является «Создание теоретических основ государственной экономической политики в оценке, освоении, использовании и сбережении ресурсов недр». Доступность минерально-сырьевых ресурсов – свойство системы общество – минеральные ресурсы, характеризующее возможность их эффективного и безопасного использования в зависимости от состояния ресурсов, потребности в них и достигнутого технологического уровня [13].

На территории Республики Башкортостан (далее РБ) – одного из промышленно развитых субъектов Российской Федерации (далее РФ), широкое развитие получили добыча и переработка разнотипного минерального сырья. На территории региона известно 1170 месторождений, обеспечивающих функционирование минерально-сырьевого комплекса, включающего добычу и переработку углеводородов, чёрную и цветную металлургию, химическое производство добычу, переработку неметаллических полезных ископаемых [15].

Доля РБ в стоимостном объёме промышленного производства РФ составляет 2,6-2,8%. На РБ приходится (в %): первичной переработки нефти – 13,6; производства автомобильного бензина – 19,7; дизельного топлива – до 17,0; топочного мазута – 12,5; стальной проволоки – 43,4; каустической соды – 21,4; синтетических смол и пластических масс – 14,6; полиэтилена – 11,9; кальцинированной соды – 54,3; химических средств защиты растений – 49,1; спиртов бутиловых и изобутиловых – 54,4; синтетических каучуков – 20. РБ занимает в РФ пятое место по добыче нефти и первое – по её переработке. За 70 лет из недр региона добыто более 1,5 млрд. т нефти и 70 млрд. м³ газа.

В разрезе РЗ выделено более 50 продуктивных пластов, в т.ч. Р₁₋₂, С_{2,3} – до 7, С₁ – до 20, в D_{2,3} – более 20. В терригенных коллекторах заключено 58,4%, карбонатных – 41,6% оценочных перспективных ресурсов нефти отложений РЗ. По состоянию на 01.01.2008 г. по РБ числятся 191 месторождение углеводородов в т.ч. 156 нефтяных, 15 газонефтяных, 7 нефтегазовых и 13 газовых; в разработке находится 161 месторождение, большинство из которых вступило позднюю стадию освоения запасов. Накопленная добыча с начала разработки нефтяных месторождений РБ составила 1 469 169 тыс. т; запасы составляют 298 440 тыс. т. по категориям (А+В+С₁) и 49 780 тыс. т по категории С₂. Запасы свободного газа составляют (млрд. м³) по категориям (А+В+С₁) 35, 635, категории С₂ 2,543. Ресурсы УВ R-V комплекса равны 5,3 млрд. т условного топлива в т.ч. 0,525 млрд. т нефти. На территории РБ располагается северная часть Южно-Уральского бурогоугольного бассейна, разведанные запасы этой части бассейна составляют 252 млн. т. В регионе развиты многочисленные инфильтрационно-остаточные бурожелезняковые месторождения, залегающие на коре выветривания терригенно-карбонатных толщ верхнего протерозоя (зигазино-комаровский подтип). Руды сложены гидроксидами железа с примесями оксидов марганца, приурочены к нижней части коры выветривания; госбалансом учтено 19 месторождений. Запасы наиболее крупного – Туканского (млн. т.): А – 4,9; В – 18,2; С₁ – 21,0 и С₂ – 3,9 (А+В+С₁ – 44,1 млн. т). Содержание железа в руде 46,4%. Из 14, находящихся на территории РБ, разведанных медно-колчеданных месторождений Учалинское, Сибайское, Подольское, Юбилейное являются крупнейшими на Урале, уступая по запасам лишь Гайскому месторождению в Оренбургской области. Вклад горно-обогатительных предприятий Башкортостана в общероссийскую добычу меди (в концентратах) определяется на уровне 10-12%; доля в добыче меди и цинка из недр Уральского региона более значительна и равна соответственно 30% и 50%.

Концепцией рационального использования минеральных ресурсов РБ, в качестве основных задач предусмотрено: 1) решение экономических и экологических проблем горнорудных предприятий на основе современной технологии добычи и переработки, руд с завершённым технологическим циклом производства; 2) вовлечения в переработку отвалов вскрыши месторождений, забалансовых руд, гидроотвалов, сбросных вод, пиритных концентратов,

промпродуктов с комплексным извлечением металлов; 3) комплексная утилизация техногенного сырья промышленных предприятий; 4) оптимизация ГРП для опережающего развития рудной базы и восполнения выбывающих мощностей и др. [14]. В сообщении рассматриваются данные анализа изученности и основные результаты комплексных исследований минеральных форм нахождения полезных компонентов в разнообразном по происхождению природном и техногенном минеральном сырье многочисленных объектов Южного Урала [10], а также материалы исследований по теме «Составление атласа минералов золота и платиноидов руд и россыпей РБ» [12].

Вулканогенные колчеданные месторождения в мировой добыче благородных металлов дают 5% золота и 40% серебра, которые присутствуют в рудах в качестве микрофазовых (1-100 мкм) включений собственных минералов или, так называемого, «упорного» тонкодисперсного золота и серебра в сульфидах. В комплексных рудах медно-колчеданных месторождений РБ Учалинского, Ново-Учалинского, Западно-Озёрного, Сибайского, Подольского, Октябрьского, Юбилейного наряду с медью и цинком в качестве ценных компонентов присутствуют: золото, серебро, кадмий, индий, селен, теллур и др.; имеются данные о концентрации платиноидов. В Учалинском месторождения основная часть золота и серебра находится в рассеянном состоянии в сульфидах – сфалерите, пирите и халькопирите. Концентрацию металлов в рудах определяют самородное золото, сульфиды (петровскаит, аргентит), теллуриды (гессит, эмпрессит, калаверит), и сульфосоли серебра (Ag-теннантит-тетраэдрит и Ag-тетраэдрит с 7-8% Ag, пирсеит). Самородное золото встречается крайне редко характеризуется обычно низкой пробностью, размерами выделений 5 – 30 мкм и составом от $Au_{0,69}Ag_{0,31}$ до $Au_{0,34}Ag_{0,59}Hg_{0,1}$. В целом большинство анализов близки Au_3Ag_4 ; $AuAg$; Au_3Ag_2 и Au_3Ag ; отмечается низкопробное ртутистое золото (Hg - 11, 3 мас.%). Пластинки самородного золота размерами от десятков нанометров до нескольких десятков мкм выявлены при исследовании РЭМ и ПЭМ реплик с извлечением из сульфидных агрегатов. Золотинки располагаются как на поверхности, так и в трещинах кристаллов пирита. Главный концентратор серебра - блёклая руда, в ряде случаев борнит, второстепенные - Ag теллуриды (волынскит, гессит, щтюцит, эмпрессит), резко подчинённые – сульфиды (штрмейерит, ялпаит, маккинсторит, аргентит, акантит), сульфоантимониды (пираргирит, фрейбергит, стефанит, полибазит, пиростильпнит), сульфоарсениды (пирсеит, прустит) и AuAg теллуриды (креннерит, сильванит, петцит) [4]. В рудах Учалинского месторождения содержание свободного золота составляет 3-4%, в сростках – 10-12%, тонкодисперсного «упорного» в сульфидах – 85% [4], чем обусловлены значительные (29%) потери металла при обогащении с хвостами флотации. Низкие (10-20%) технологические показатели извлечения золота из медно-цинковых руд Урала обусловлены недостаточной изученностью форм нахождения золота в рудах, его распределения по минеральным фазам и ассоциациям, неадаптированностью применяемых технологий к извлечению золота [16]. Этот вывод справедлив и в отношении комплексного извлечения из медно-колчеданных руд остальных благородных металлов (серебра и платиноидов). В бурых железняках зоны окисления месторождения Бакр-Узяк золото находится в самородной форме и в виде амальгамы золота с мелкими (0,01-0,1 мм) размерами выделений. Природная амальгама золота из окисленных руд медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк близка по составу к фазе $Au_{0,81}Hg_{0,19}$ (рентгеновская плотность $\rho=17.854$ г/см³). Плотная плёнка куприта (Cu_2O), покрывает поверхность выделений самородной меди (Cu), снижает эффективность кучного выщелачивания меди. Электронно-микроскопическое изучение самородного золота из бурых железняков выявило широкое развитие плотных, часто сплошных «рубашек» гидроксидов железа что, снижает технологические показатели кучного выщелачивания золота, впервые применённого на Урале НПФ «Полиметалл» (1996) на золотоносных бурых железняках Западно-Озёрного месторождения. Плёнки гидроксидов железа снижают плотность агрегатов с самородным золотом, что снижает эффективность гравитационных методов обогащения и препятствует оптимальному ходу выщелачивания. Анализ структуры затрат по различным процессам извлечения и переработки минерального сырья, свидетельствует о том, что в мировой практике недропользования затраты по различным технологическим процессам стабилизировались и длительное время находятся на относительно низком уровне. Так, например, текущие затраты на 1 т извлекаемой открытым способом горной массы измеряются от 1 до 2 долларов. Затраты на переработку минерального сырья флотационными методами составляют 4-20 долл./т, методами кучного выщелачивания - 4-5 долл./т, методом жидкостной экстракции с электроосаждением (SX/EW) – 1-2 долл./т [17]. Основные ресурсы благородных металлов РБ связаны с комплексным медно-

колчеданным оруденением, и бурными железняками зоны окисления («железными шляпами») Собственно золоторудным является месторождение Муртыкты с запасами около 26 т и средним содержанием металла 6,2 г/т. [14]. Многочисленные россыпи золота Учалинского, Абзелювского, Баймакского, Белорецкого районов в основном отработаны старателями. Россыпи РБ давали 250-500 кг металла, в последние годы добыча не превышала 50-150 кг.

Из комплексных по составу полезных компонентов россыпей, кроме золота получали минералы элементов платиновой группы, содержание которых могло достигать 11,7 г/м³. Так при разработке Ирмельской россыпи, были подняты самородки иридия массой 200 и 500 г.

В современной аллювиальной россыпи Учалинского района золото сопровождается туламинитом Pt₂FeCu в сростках с хромпикотитом (Mg,Fe)Cr₂O₄; самородным иридием, ферроплатиной (Pt₃Fe); самородным иридием в сростках с серпентином Mg₆[Si₄O₁₀](OH)₈; рутенистым осмием (OsRu) с примесью форстерита Mg₂[SiO₄]; иридистым осмием Os₁₃Ir₇ с примесью форстерита Mg₂[SiO₄]; рутенистым иридием (Ir₅₃Ru₄₇), самородным осмием. Рентгеноспектральный анализ показал, что иридоосмий содержит существенные количества (мас. %): рутения (8,53-9,56) и незначительные примеси меди (0,42-0,6) и железа (0,31-0,42). Амальгама золота техногенной природы установлена в эфельных отвалах россыпных месторождений долины р. Авзян. Старатели Урала традиционно использовали технологию амальгамации, в настоящее время запрещённую в связи с экологическими требованиями. Самородное золото участками или нацело, покрыто плёнкой техногенной амальгамы золота, обладает, как показало исследование на растровом электронном микроскопе, специфической коррозионной структурой поверхности; установлены фазы состава Au₆Hg₅, Au₅Hg₈. В шлаках Баймакского золотомедного завода техногенное золото представлено чешуйками размерами от 0,25 × 0,1 мм до 0,05 × 0,05 мм. В техногенной самородной меди из шлаков установлена фаза Au₃Cu (рентгеновская плотность ρ=17,167 г/см³). В новом для Урала типе месторождений (древние конгломераты хребта Шатак) самородное золото, ассоциирующее в цементе с золотоносными гематитом и магнетитом, является магнитным, что необходимо учитывать для исключения технологических потерь. Перспективы золотодобычи в РБ следует увязывать золотосодержащими пиритными огарками серноокислотного производства, хвостами флотации, хвостами перколяции, золотосодержащими песками отсевов месторождений песчано-гравийных материалов и др.

По добыче каменной соли (37%) в рассолопромыслах РБ занимает первое место в РФ. В пределах Предуральского краевого прогиба разведано 4 месторождения каменной соли. Месторождения локализованы в отложениях кунгурского яруса нижней перми. Яр-Бишкадакское месторождение методом послонного подземного выщелачивания через одиночные и двоянные скважины с глубины до 1300 м. Добываемые хлоридно-натриевые рассолы имеют концентрацию не ниже 300 г/л NaCl. Содержание NaCl в исходном минеральном сырье оставляет в среднем по месторождению составляет 94,0%, количество примесей (%): CaCO₃ – 1,0; MgCO₃ – 1,53; н.о. – 2,22. Запасы соли на Яр-Бишкадакском месторождении 2,22 млрд. т по категориям А+В+С₁ и 0,33 млрд. т по категории С₂ [9].

Суранское месторождение флюорита является единственным на Урале и в Европейской части РФ. Запасы категорий С₂ 2 002 тыс. т руды (среднее содержание CaF₂ – 37,96%) и 760 тыс. т плавикового шпата. Выделяются несколько генераций флюорита, в т. ч. и оптический флюорит, отличающийся прозрачностью и низкими концентрациями примеси редкоземельных элементов. Количество оптического флюорита в рудах месторождения порядка 1%. На южном участке объекта обнаружено флюорит-селлаитовое жильное тело. Селлаит (MgF₂) весьма редкий минерал, впервые установленный в РФ, образует агрегаты длиннопризматических кристаллов белого цвета, составляя до 77% от жильной массы, однако в целом по объекту доля флюорит-селлаитовых руд не превышает 5% [15].

Известняк для содовой промышленности на месторождении Шах-Тау, расположенном в пределах Предуральского краевого прогиба более 60 лет добывает крупнейшее в Европе предприятие по производству цемента и соды - ОАО «Сода» (г. Стерлитамак). Месторождение представляет собой крупную биогермную постройку пермского возраста. Известняки характеризуются высоким качеством: среднее содержание CaCO₃ -95,28%, MgCO₃- 3,16%. Содержание примесей невелико (%): SiO₂ -0,40; Al₂O₃ – 0,06; Fe₂O₃ – 0,27; основная часть вредных примесей при дроблении уходит в мелкую фракцию [9].

Кроме охарактеризованных выше видов минерального сырья, являющихся сегодня приоритетными для РБ, в недрах региона известны месторождения хрома, марганца, свинца, цинка, алюминия, барита, талька, магнезита, жильного кварца, пиррофиллита, цеолитов, фосфоритов,

разнообразных поделочных и облицовочных камней, гипса, минеральных и лечебных вод и многих других полезных ископаемых.

Инвестиционная привлекательность объектов недропользования определяется полнотой технологических характеристик минерального сырья, изучение которого предполагает комплексное исследование его свойств с использованием современных прецизионных методов анализа, что позволяет оптимально реализовать весь спектр современных постоянно совершенствующихся технологий переработки [11, 12].

Замедление темпов научно-технического прогресса в сфере добычи и переработки полезных ископаемых уже наметившееся в мировом недропользовании за последние два десятилетия, стало причиной серьёзных, заявлений о кризисе горной науки [18].

Наряду с резким сокращением ГРП произошло значительно более опасное сокращение научных исследований в области геологии и смежных наук. Приведём лишь один пример: в РФ издаётся всего лишь немногим больше десятка геологических журналов, причём ограниченным тиражом, а в КНР их почти сотня. При этом статей с данными прецизионного анализа горных пород, руд и минералов у нас всего несколько десятков, а в КНР – многие сотни и даже тысячи [6].

Современная технология переработки, обогащения и комплексного использования минерального сырья вплоть до безотходной технологии в горно-обогатительном производстве основана на применении методов обогащения полезных ископаемых, использующих различия в физических, магнитных, электрических, физико-химических и других свойств разделяемых минералов. Эти методы позволяют также при грамотном их применении эффективно решать экологические задачи горного производства: переработки и использования вскрышных пород, накопившихся отходов, вторичного сырья, кондиционирования оборотных, очистки сточных вод и т.д. [1].

Оптимизация процессов управление недропользованием в целях обеспечения рационального освоения минеральных ресурсов, качество которых снижается, а условия добычи и переработки усложняются, сегодня является наиболее актуальной проблемой.

Экстенсивный путь развития уже вошёл в конфликт с ограничениями экологического характера и перспективе столкнётся с исчерпаемостью минеральных ресурсов, освоение которых экономически оправдано. Существенное повышение эффективности освоения месторождений возможно при: 1) объединении функций различных процессов (технологии кучного и подземного выщелачивания руд обеспечивающих в процессе добычи глубокую переработку сырья гидрометаллургическими методами); 2) частичном переносе функций и методов в направлении от конечных операций к начальным (циклично-поточная технология); 3) выделении процессов обеспечивающих выполнение подготовительных функций для основных процессов (обособление в отдельный процесс рудоподготовки как комплекса способов и средств подготовки руды и стабилизации её качества). Геотехнологическая подготовка месторождений к разработке позволяет придать залежам полезных ископаемых свойства, обеспечивающие повышение доступности запасов и их эффективную разработку. Целенаправленное вещественное или структурное преобразование залежей осуществляется физико-техническими и физико-химическими геотехнологиями, использующими геологические прототипы формирования месторождений [13].

Недропользование как вид экономической деятельности отличается высокими рисками.

Методы позволяющие минимизировать проектные риски разделяют на 3 группы: 1) диверсификация, или распределение, рисков; 2) резервирование средств на покрытие непредвиденных расходов (до 7-12% стоимости проекта); 3) страхование рисков - передача определённых рисков страховой компании. Управление рисками предполагает: 1) выявление предполагаемых рисков; 2) анализ, оценки проектных рисков; 3) выбор методов управления рисками; 4) применение выбранных методов; 5) оценка результатов управления рисками [6]. Широкий спектр разнообразных видов минерального РБ, стратегически выгодное географическое расположение региона, развитая инфраструктура и ещё сохранившийся высокий потенциал недр определяет республику как перспективный объект вложения в сферу её недропользования как российских, так и зарубежных инвестиций. Подпрограммой «Минерально-сырьевые ресурсы» федеральной целевой Программы «Экология и природные ресурсы России» (2002-2010 гг.), предусмотрено продолжение ведения федерального и территориальных фондов геологической информации, развития государственного банка цифровой геологической информации. Составление геолого-экономических карт регионов недропользования, таких как Геолого-

экономическая карта Республики Башкортостан [10], обобщающих информацию по всем видам минерального сырья полностью отвечает поставленной задаче. Предусмотрено составление и специализированных геолого-экологических карт для обеспечения системы экологического государственного мониторинга геологической среды. Перспективными для старых регионов недропользования, каковым является Урал представляются ведущиеся в других регионах исследования минерального сырья на уровне наночастиц [8], работы по экологической минералогии [5]. Для Республики Дагестан (РД), как и для РБ, проблемы старых регионов нефтедобычи требуют решений на современном уровне с использованием инновационных ресурсов. Участком прорыва в недропользовании РД вполне может оказаться освоение металлических полезных ископаемых, о чём свидетельствуют перспективы коренной золотоносности Курушского рудного узла, обнаружение золота и платины в составе комплексном минеральном сырье (титан, циркон) караган-чокракских кварцевых песчаников. По данным экспертов прогнозные запасы золота в регионе оцениваются в 300 тонн. Не потеряла актуальность проблема освоения медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере [2, 17].

Широкий спектр генетических и разнообразие промышленных типов минерального сырья РД требует комплексного исследования для обоснования экономических перспектив.

Литература

1. Абрамов А.А. Переработка, обогащение и комплексное использование твёрдых полезных ископаемых: Т.П. Технология обогащения полезных ископаемых. Учебник для вузов. М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2004. 510 с.
2. Багатаев Р. Освоение минерально-сырьевой базы - самое перспективное направление экономического развития Дагестана. РИА "Дагестан". 30.03.2009.
3. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. – 344 с.
4. Викентьев И.В., Молошаг В.П., Шишакова Л.Н., Юдовская М.А. Формы нахождения благородных металлов в колчеданных месторождениях Урала. Сб. Мат.-лы. всерос. конф.: «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М.: ИГЕМ РАН, 2010. –С. 100-102.
5. Голева Р.В. Экологическая минералогия – новое научное направление геоэкологии (становление, перспективы развития). М.: Изд-во ВИМС, 2007. – 36 с.
6. Данильянц С.А., Федорчук В.П. Геология России в условиях рынка: итоги первого пятнадцатилетия. «Россия в окружающем мире:2007. Аналитический ежегодник. М.: МНЭПУ, 2007. – С. 84.
7. Забродин Ю.Н., Коликов В.Л., Саруханов А.М. Управление нефтегазовыми строительными префектами. М.: ЗАО «Издательство «Экономика», 2004. – 406 с.
8. Конеев Р.И. в Р.И. Нааноминералогия золота эпitherмальных месторождений Чаткало-Кураминского региона Узбекистана. СПб: Дельта, 2006. – 200с.
9. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1999. – 288 с.
10. Мустафин С.К., Антонов К.В., Габитов Г.Х. Геолого-экономическая карта как основа региональной геoinформационной системы мониторинга недропользования и охраны окружающей среды //Проблемы геологии, охраны окружающей среды, управления качеством экосистем. Оренбург: Оренбургский госуниверситет, 2006. – С. 45-48.
11. Мустафин С.К., Захаров О.А., Юмагузин Ю.М., Альмухаметов Р.Ф., Давлетшина Р.Б. Опыт исследования минералов благородных металлов рудных, россыпных и техногенных месторождений Республики Башкортостан. /Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы. Мат.-лы Республиканской научно-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. – С. 630-638.
12. Мустафин С.К. Атлас самородного золота руд, россыпей и техногенных объектов Южного Урала (на примере Республики Башкортостан). Сб. Мат.-лы. всерос. конф.: «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». Т.П. М.: ИГЕМ РАН, 2010. –С. 67-69.
13. Пешков А.А., Мацко Н.А. Доступность минерально-сырьевых ресурсов. М.: Наука, 2004. – 280 с.
14. Хамитов Р.А., Антонов К.В., Меньшиков В.Г. Резервы рационального использования минерально-сырьевых ресурсов Республики Башкортостан В кн.: Труды первой научно-практической конференции «Ресурсо- и энергосбережение в Республике Башкортостан: проблемы и задачи». Ч.1, Уфа, Изд-е Башкирского госуниверситета, 1997. С. 72-80.
15. Хамитов Р.А., Чернов А.Л., Гуфранов Р.А., Осипова Е.Н. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан. Проблемы и перспективы развития. //Мат.- лы VII Межрегион. науч.- практ. конф. «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. – С. 4-13.
16. Чантурия Е.Л. Развитие теории и методов модификации технологических свойств минералов в разделительных процессах обогащения труднообогатимых руд цветных металлов. М.: Дисс. доктора техн. наук. 2006.
17. Черкашин В. Рациональное использование минерально-сырьевых ресурсов -стратегическая задача экономического развития Республики Дагестан. РИА "Дагестан". 01.08.2008.
18. Camm T.M. Simplified coast model for prefeasibility mineral evolution. Wash. (D.C.)1991. 35 p. (Bureau of Mines Information Circular).
19. Cooney J.P. Global mining: Priorities in a politically challenging world // Mining Eng/ 1996/ February. P. 21-24.

ПРОБЛЕМА СОСТАВА, ИСТОЧНИКА И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ МЕДНО-СВИНЦОВОЙ ЦИНКОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Паливода Н.К., Осика Д.Г., Магомедов Ю.М.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Длительное, но периодическое изучение рудоносности третичных отложений с мизерными затратами на проведение поисковых работ оказалось недостаточным, чтобы установить состав минерализации, природу её источника и распространение. Без знания этих особенностей невозможно дать перспективную оценку региону.

Сведения о рудоносности толщи пестроцветных мергелей фораминиферовой свиты, залегающих непосредственно (иногда с размывом) на отложениях верхнего мела, появились в 19 веке. В 1867 году горный инженер Кольчевский в районе села Новый Чиркей, на правом берегу реки Сулак, в отобранных им образцах установил присутствие никеля до 5,12% и меди до 0,76%.

В конце 90-х годов 19 века рудопроявление осматривал Н.Н. Барбот-де-Марни. Анализ отобранных им проб показал весьма низкое содержание меди и никеля.

Д.В. Дробышев, И.А. Шатский (1924-1927 годы) и В.Л. Долицкий (геологическая съёмка м-ба 1:10 000, 1930 г.), изучавшие этот район, никаких заслуживающих внимания объектов не выявили. В 1933 году, для оценки поступившей в 1931 году заявки на обнаружение медных руд в районе с. Новый Чиркей, была создана Чиркейская ГРП. И.И. Бессонов в докладной записке о результатах обследования района сообщает, что им выявлено и обследовано несколько точек медной минерализации, которая представлена купритом (реже) и медной зеленью, образующих отдельные скопления и жилки мощностью до 0,5-2 см. Протяжённость таких жилкок достигает десятков сантиметров и реже нескольких метров (медная зелень). Обычно она приурочена к плоскостям выравнивания. Установлена повышенная минерализация зелёных мергелей по сравнению с красными. В записке отмечается наличие чёрных примазок, ассоциирующих с медной зеленью, и высказывается предположение, что они являются медь содержащими минералами. В красных мергелях обнаружены, наряду с чёрными примазками, призматические кристаллы стально-серого цвета с совершенной спайностью и металлическим блеском (халькозин?), вокруг которых также наблюдается зеленоватая окраска.

Выявленная минерализация характеризуется всего тремя штучными пробами: куприта (меди 57,3%), мергеля с медной зеленью (меди 2,4%) и обычного образца зелёного мергеля (меди 0,56%). На основании проведённых работ автор делает вывод о невозможности нахождения на обследованном участке промышленных скоплений металлов.

В обследованном И.И. Бессоновым районе мощность пестроцветной толщи достигает 80 м и каких либо характеристик разреза, от лежачего бока до висячего, в докладной записке не приводится, вероятно, из-за ограниченного количества пройденных выработок (расчистки) и трёх штучных проб. Проводимые нами неоднократные осмотры данного района положительных результатов не дали. Породы, могущие быть потенциально рудоносными, оказались очень сильно каолинизированными и осветленными, а медные минералы полностью выщелоченными. В подобной обстановке медная минерализация может быть вскрыта оползнями или горными выработками ниже зоны полного окисления и выщелачивания медь содержащих минералов.

В последующих исследованиях третичных отложений мы также не находим ответа на первичный минералогический состав рудных компонентов. В.В. Гецеу (1) при изучении кислых вод, в районе с. Миатлы, пришёл к выводу, что они образовались в результате окисления сульфидов и по своему составу подобны рудничным водам. Попытки найти источники минерализации на поверхности склонов не увенчались успехом. В отобранных образцах миатлинских глин были обнаружены только окислы железа и полное отсутствие сульфидов, хотя содержание меди, свинца и цинка достигало десятых долей процента.

М.Н. Смирнова (4) провела оценку рудоносности хадумских отложений на нефтегазонасыщенных структурах Терско-Кумского прогиба Ставрополя. Пробы анализировались на медь и свинец количественным спектральным анализом. По отдельным пробам содержание меди и свинца достигает 2-2,6%. Данные о минералогическом составе рудных компонентов не приводятся. В.Ф. Шарафутдинов и др. отмечают интенсивную пиритизацию хадумских отложений и присутствие тонкой вкрапленности рудных минералов неопределённого состава в глинах среднего майкопа. В последнем случае, по данным микроскопических исследований, она образует

распылённую вкраплённость, иногда сгустки, которые имеют вытянутую форму штрихов. Судя по описанию, подобный тип минерализации мог формироваться синхронно с осадконакоплением и он подобен минерализации, выявленной в 1933 году И.И. Бессоновым в пестроцветных отложениях. Довольно высокие содержания меди, цинка (более 1%) и свинца (0,4%) были обнаружены при исследовании третичных глин, вскрытых одной из балок на берегу реки Чираг-Чай к северо-западу от с. Касумкент. Это место было показано геологом К.К. Магомедовым в 1965 году одному из авторов. Неоднократный осмотр ряда балок в этом районе положительных результатов не дал, макроскопически рудных минералов не обнаружено.

Один из авторов, при проведении поисковых работ в 1961 году на нефтегазоносность третичных отложений, обратил внимание на то, что пористость пород, установленную по керну скважин не всегда можно отождествлять с проводимостью пород определяемой в процессе каротажа скважин. Отбор керна из ряда проводящих зон подтвердил это предположение. Породы, отобранные из зон повышенной проводимости, оказались монолитными, а их высокая проводимость была объяснена последующими физико-химическими анализами присутствием пылевидной вкраплённости сульфидов неопределённого состава.

Проведённый нами просмотр шлифов, отобранных из керна отложений майкопской свиты на нефтегазоносных площадях Бабаюрт и Димитровская, также положительных результатов не дал. Сульфидов меди, свинца и цинка не обнаружено, за исключением одиночных мелких кристаллов пирита в двух шлифах из 20 просмотренных. Сопоставление мест отбора образцов на изготовление шлифов с зонами проводимости по каротажным диаграммам не проводилось. В результате многолетних спорадических поисков сульфиды цинка были обнаружены нами на правом берегу реки Сулак в дорожной выемке, пройденной при строительстве дороги с. Миатлы-Дубки. Здесь был вскрыт кумский горизонт битуминозных глин на глубину 3-х метров и мощностью 28 м. Из этого слоя через 3 м отобрано 10 образцов на изготовление шлифов и спектральный анализ. В нижней части слоя мощностью 18 м, почти не затронутых выветриванием, были обнаружены органические остатки, живое вещество которых было замещено сфалеритом. Сфалерит также присутствовал в основной массе в виде отдельных скоплений. Других сульфидов, кроме пирита, не обнаружено. В зоне отбора образцов некоторые участки, вероятно, из-за повышенного содержания сульфидов были полностью окислены и разрушены. Особенно сильному окислению была подвержена верхняя часть горизонта. Судя по интенсивности минерализации в шлифах мы определили содержание цинка на этом участке в 3% и оценили прогнозные запасы в 700-800 тыс. тонн (3).

Среди отложений юры была обнаружена пылевидная вкраплённость рудных минералов сингенетичных с осадконакоплением, которая была описана нами на месторождении Кизил-Дере. Она встречается в аргиллитах и карбонатных породах, ассоциирующих с рудой, и бывает в одиночных кристаллах сидерита, заключённых в глинистой массе со следами последующего течения при уплотнении (2). В этой массе, благодаря перекристаллизации, появляются более крупные кристаллы, по которым уже можно установить их принадлежность к сульфидам меди, свинца и цинка.

В карбонатных породах пылевидная вкраплённость обычно рассеяна в массе породы и образует тёмные зоны в оолитах. При образовании в этих зонах отдельных кристаллов или их скоплений вокруг образуются светлые зоны, в которых пылевидная вкраплённость отсутствует. Данное обстоятельство свидетельствует об образовании более крупных кристаллов за счёт перекристаллизации пылевидного вещества. Обычно в карбонатных породах это сульфиды свинца и цинка, а в глинистых породах чаще - халькопирит со сфелеритом.

На рудном поле Куруш (рудопроявление «Скалистое») также обнаружена пылевидная вкраплённость в глинистой массе и ею бывают пропитаны стенки раковин. При образовании крупных кристаллов сульфидов свинца и цинка в толще стенок раковин также образуется светлая зона – результат перекристаллизации вещества.

На месторождении Кизил-Дере и рудопроявлении «Скалистое» сульфидная пылевидная минерализация сопровождается жильным оруденением. Обычно это прожилковое, секущее напластование пород, кварцево-карбонатное оруденение с убогой вкраплённостью сульфидов. Мощность таких прожилков чаще составляет первые сантиметры, но это даёт основание многим исследователям рассматривать её как доказательство гидротермальной деятельности. По нашим данным прожилковая минерализация - результат перекристаллизации вещества при метаморфизме. Отсутствие подобной жильной минерализации в третичных отложениях подтверждает её осадочное происхождение.

Существенный вклад в наши представления о рудоносности и потенциальных перспективах Восточного Кавказа вносят исследования М.Н. Смирновой (4). Ею произведено опробование керна скважин, вскрывших хадумские отложения на нефтегазоносных структурах Ставрополья. Наиболее высокие содержания меди и свинца (количественный спектральный анализ) обнаружены в наиболее глубоководной части хадумского бассейна на площади Чкаловская (средняя мощность 58 м, среднее содержание металлов по пяти штуфным пробам: меди 0,34%, свинца 1,0%), Прасковейская (мощность 41 м, по шести пробам меди 1,7%, свинца 1,6%), Правокумская (мощность 35 м, по шести пробам меди 1,13%, свинца 0,07%), Озек-Суат (мощность 26 м, по 7 пробам меди 2,06%, свинца 0,08%). На цинк пробы не анализировались, поэтому условно принимаем содержание цинка равно содержанию меди. При этом средневзвешенное содержание суммы металлов будет равно 2,5% на среднюю мощность 40 м.

Судя по приведённым схемам (4) площадь аномалии, выделенной по меди и свинцу, будет не менее 1000х30 км, а запасы металлов на этой территории составят 7 500 000 000 т., что в 2,5 раза больше нашего предыдущего подсчёта прогнозных запасов (3). Металлы, по нашим представлениям, поступили в неоген-палеогеновый бассейн с водами континентального стока в результате разрушения пород и рудных проявлений зоны Главного Кавказского хребта. В процессе разрушения и окисления сульфиды металлов переходили в растворимую и частично в обломочную формы. Из истинных растворов металлы осаждались в виде сульфидов, карбонатов и силикатов по всей поверхности дна пресноводных бассейнов или в прибрежной зоне соленоводных одновременно с тяжёлой сульфидной фракцией, сносимой реками.

Среди палеоген-неогеновых отложений, выходящих на современную поверхность, наиболее благоприятными для накопления и последующей концентрации рудного вещества могут быть прибрежно-морские лагунные фации осадконакопления. Здесь также возможно накопление рудного вещества в волноприбойной зоне в результате вымывания песчано-глинистой фракции и накопление рудных минералов, осаждённых из растворов и обломочных сульфидов и сносимых реками с континентального склона. Особое внимание следует обратить на районы трансгрессивного залегания третичных отложений на известняках верхнего мела: пестроцветных отложений, вскрытых реками Улучай, Рубас; мергелей Кумского горизонта в районе Салтабакского поднятия. В.Ф. Шарафутдинов и др. (5), изучая нефтегазоносность олигоцен-нижнемиоценовые отложения Дагестана, отмечают резкие перепады мощностей майкопских отложений. Их мощность колеблется от 1800-1500 м до 100-50 м. Минимальная мощность в пределах Дагестана составляет 7 м по реке Кичигамри, где верхний майкоп трансгрессивно залегает на поверхности верхнего мела. Этот и другие потенциально перспективные участки заслуживают первоочередной проверки.

На данном этапе, на основании имеющихся данных, к максимально перспективным могут быть отнесены отложения фораминиферовой свиты и хадумский горизонт. Их суммарная мощность по реке Сулак 195 м. Другие горизонты менее изучены, но это не даёт основания относить выше залегающие горизонты третичных отложений к менее перспективным. Исходя из особенностей осадочного накопления металлов и возможность перемыва рудного вещества, при размыве нижних горизонтов третичных отложений, следует изучить всю толщу третичных отложений в нескольких сечениях. Это подтверждается присутствием в выше залегающих горизонтах бурых железняков, охр и довольно большого количества сидеритов с аномально высокими содержаниями меди, свинца и цинка, а также присутствие никеля, кобальта, серебра и других элементов. Для повышения эффективности работ желательно использовать структурную карту поверхности верхнего мела и попытаться по ней восстановить конфигурацию древних береговых линий размывов, положение водотоков, лагун, заливов в современном залегании. При проведении поисковых работ следует учитывать, что выявить рудные зоны в породах, содержащих пылевидную вкраплённость сульфидов, макроскопически весьма проблематично. Здесь следует широко использовать литогеохимические методы поисков с отбором металлометрических проб по всем проходимым горным выработкам (длина пробы 2-5 м, составляется из отдельных сколов породы весом 3-5 г, отобранных через 30-50 см, и общим весом 40-50 г.), по отдельным профилям и площадям (точечное опробывание глинистой фракции из под почвенного слоя по сетке 200 на 20 м). Вес пробы анализировать спектрально на медь, свинец, цинк, серебро, кобальт, никель и др. элементы. При положительных результатах проводить детализацию выявленных аномалий и отбор бороздовых или керновых проб на химический анализ. Кроме того, необходимо иметь в виду, что изучаемые отложения могут быть параллельно

использованы для производства кирпича, керамзита, удобрений, буровых растворов и извлечения других полезных компонентов.

Возможность компенсационного использования подобных рудных проявлений, предполагаемая лёгкость обогащения, потенциальные перспективы, доступность и слабая изученность рудоносности неоген-палеогеновых отложений дают основание для постановки поисковых работ на этой территории.

Литература

1. Гецеу В.В. К геохимии кислых миатлинских вод (Дагестанская АССР). Известия высших учебных заведений, геология и разведка. 1962. № 6, с. 99-106.
2. Паливода Н.К., Паливода А.А. Осадочно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Литология и полезные ископаемые. № 2. 1978, с. 95-111.
3. Паливода Н.К., Осика Д.Г. О проявлении сульфидной минерализации в палеоген-неогеновых отложениях Дагестана и их перспективная оценка как новой рудоносной провинции. Тр. ИГ ДНЦ РАН, выпуск 55. 2009, с. 259-263.
4. Смирнова М.Н. О некоторых особенностях малых элементов в хадумских отложениях Терско-Кумского прогиба Ставрополя. Литология и полезные ископаемые. № 1. 1964, с.104-110.
5. Шарафутдинов В.Ф., Шарафутдинов Ф.Г., Магомедов А.Х. Геология и перспективы нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовых отложений Дагестана – Махачкала: Геолком РД. 1999, с. 224.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНЦЕПЦИИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННО-СУЛЬФИДИЗАЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД ДАГЕСТАНА И ДАЛЬНЕЙШЕЙ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ХНОВ-БОРЧИНСКОГО И КУРУШСКОГО РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Паливода Н.К.

Институт геологии ДНЦ РАН

При проведении поисковых работ в 1965-1990 г.г в Дагестане было принято считать, что формирование рудных тел в песчано-глинистых отложениях юры связано с гидротермальной деятельностью, контролируемой Главным Кавказским разломом и оперяющими его нарушениями (13). Другие гипотезы в практике геолого-поисковых работ не использовались (15).

В процессе поисково-разведочных работ на Южном Урале (1949-1965г) автор пришёл к выводу, что рудные тела образовались осадочным путём на дне морского бассейна. Рудное вещество к горизонтальной поверхности дна поступало по довольно мощным зонам дробления, по ширине сопоставимым с шириной рудных линз. В процессе накопления рудного вещества происходило и его разрушение в волноприбойной зоне с образованием рудных галек. Находки рудных галек в туфах смешанного состава (конгломератах)- были одним из основных поисковых признаков. Завершался процесс обычно перекрытием рудоносных отложений вулканогенно-осадочными породами без каких-либо признаков рудной минерализации. Такое разделение пород на рудовмещающие и пострудные существенно повысило эффективность поисковых работ (1,11).

Продолжая изучение рудных проявлений с позиций гидротермально-осадочного генезиса в ДКГЭ (1965-1988гг) автор установил, что «рудоконтролирующие» разломы имеют пострудное заложение, а залегание рудных тел месторождения Кизил-Дере подчинено литологическому контролю. Такая трактовка образования руд руководством СКТГУ была встречена положительно и легла в основу прогнозного подсчёта запасов ещё до открытия массивных руд. Под этот элементарный прогноз Министерство геологии РСФСР выделило необходимые средства для проведения поисково-разведочных работ. С 1968года автор продолжает работы по рудной тематике в Институте геологии Даг.ФАН СССР. Начиная с этого периода, Дагестанская КГРЭ ограничила, а позже (1971г)- закрыла доступ к любой геологической информации: возможности осмотра горных выработок, кернового материала, текущей документации и фондовым геологическим материалам. Особенно обострились отношения в период 1971-1980 гг, когда автор стал руководителем и ответственным исполнителем рудной темы и определились противоречия во взглядах на генезис руд и методику проведения поисковых работ (разбуривание «рудоконтролирующих» нарушений без учёта признаков литологического контроля и др.).

Для нас полной неожиданностью было сообщение геологического руководства ДКГРЭ о полученной от Института геологии рекомендации: при проведении поисковых работ на медноколчеданные и полиметаллические руды следует учитывать осадочный генезис руд. Автор рекомендации Т.Г.Жгенти при её составлении использовала наш каменный материал, поступивший в её лабораторию на изготовление шлифов, а также заимствовала из наших неопубликованных статей целые абзацы. Оказалось, что просмотр наших материалов проводился по поручению руководства ИГ (директор К.С.Магатаев, уч.секретарь Г.И. Дейнега, зав. лаб.Г.К.Керимов). Параллельно было установлено, что наши неопубликованные материалы, привязки выработок, результаты анализов и выводы по материалам исследований также регулярно передавались руководству СКТГУ (начальник СКТГУ А.В.Нетреба) и ДКГЭ (начальник Б.Н.Магдиев, главный геолог А.Я.Садаев). При этом факт передачи происходил без какого-либо оформления.

В результате, к этой проблеме, с использованием наших данных (привязки обнажений, анализов и т.д.), были подключены другие исследователи, размывая наш приоритет, а руководство ИГ пыталось убедить автора, что действия эти проводились с целью «популяризации» результатов работ рудной группы ИГ. Для подтверждения факта передачи материалов и констатации состояния проблемы, была составлена рекомендация «Предварительные результаты работ по теме: «Закономерности размещения и условия формирования медноколчеданного и полиметаллического оруднения южного Дагестана». Рекомендация была направлена начальнику СКТГУ А.В. Нетреба, а копия – начальнику ДКГЭ - Б.К. Магдиеву. В сопроводительной записке от 12 мая 1972 года отмечено, что наши разработки были доложены 24 апреля 1972 года руководством ИГ на совещании с участием министра геологии РСФСР - Ровнина Л.И., заведующего промышленно-транспортным отделом Обкома КПСС Дагестана - Эфендиева М.К., начальника СКТГУ – А.В.Нетреба. Кроме того, было упомянуто, что еще ранее с этими материалами было ознакомлено руководство СКТГУ. Кроме того, было упомянуто, что еще ранее с этими материалами было ознакомлено руководство СКТГУ. Список неопубликованных к тому времени статей прилагался с указанием примерного выхода из печати-1972 г.

В рекомендации мы обращали внимание, что Главный Кавказский и другие разломы не являются рудоконтролирующими, имеют явное пострудное заложение. На этом основании мы рекомендовали провести поиски продолжения рудных тел месторождения Кизил-Дере на северо-восточном крыле антиклинальной складки с позиций литологического контроля оруднения. Материалы, лёгшие в основание разработки, были опубликованы в 1975-1978 г (3,4,6). Получить отзыв на рекомендацию удалось только через два года - в 1974г. Она обсуждалась вместе с другой нашей работой: «Рекомендация по проведению поисково-разведочных работ на свинцово-цинковые руды, золотоносные конгломераты на рудном поле Куруш и золотоносные кварцевые жилы в районе горы Вепкитиль в Дагестане». Материалы, положенные в основу второй рекомендации, были опубликованы в 1978 г (7). В протоколе ГТС ДКГЭ, от 3 июня 1974 г, отмечено, что работами экспедиции не подтверждается отрицание Главного Кавказского разлома, а, напротив, обнаруживается отчётливая зависимость в распределении эндогенных и магматических образований. В итоге, было признано, что положение о брахиантиклинальной структуре рудного поля на месторождении Кизил-Дере и литологическом пластовом контроле оруднения не подтверждается работами Ахтынской партии.

Из этого ответа видно, что наша рекомендация не изменила взглядов экспедиции на генезис руд, несмотря на то, что к этой проблеме было подключено внимание многих геологов СКТГУ, ДКГРЭ и других организаций. В результате проведённых ими опережающих исследований, появляются новые публикации, полностью опровергающие наши выводы об осадочном генезисе руд (14, 17, 18 и др.). В них обосновывается тектонический контроль в распределении месторождений и гидротермально-метасоматическое образование руд. Все эти публикации вышли раньше наших работ, и по своему содержанию ничего общего с нашими выводами не имеют.

Таким образом, определилось чёткое противоречие во взглядах на образование руд с позиций тектонического контроля, с одной стороны (СКТГУ), и сохранён наш приоритет на определение главенствующей роли литологического контроля в образовании руд, с другой стороны.

С момента поступления статей в редакцию ИГ и до их опубликования проходило, обычно, 3-4 года. В результате, новые идеи становились достоянием широкого круга исследователей, которые, обладая необходимой лабораторной базой и людскими ресурсами, могли са-

мостоятельно изучать те или иные объекты, а выводы публиковать раньше наших. Чтобы исключить возможность такой утечки информации и сохранить приоритет, мы, обычно, на основании статей составляли рекомендации и направляли их в СКТГУ и ДКГЭ для её реализации. Подобным образом, на базе статей(5,7), вышедших в 1977 и 1978гг., была составлена третья рекомендация: «Новые данные о генезисе полиметаллических руд и рекомендации по переоценке перспектив Куруш-Мазинского рудного поля Дагестана». В ней мы рекомендуем проводить поисковые работы с позиций литологического контроля оруднения на основании находок в рудоносной зоне «Скалистое» органических остатков, живое вещество и стенки раковин которых при жизни или отмирании замещались сульфидами и карбонатами металлов в прибрежно-морской зоне. Источником металлов были породы и рудные зоны палеозоя. Последнее подтверждается находками галек с фауной силуро-девона, живое вещество которых так же было замещено сульфидами свинца и цинка. Судя по фауне, этот процесс накопления рудного вещества осадочным путём завершился в средне-верхнеюрское время. Данная рекомендация была передана ДКГЭ 11 мая 1976г. В ответном письме от 21 января 1977г главный геолог ДКГЭ-Л.А.Мурдалов сообщает, что руководство экспедиции не разделяет наши взгляды о согласном залегании рудной зоны «Скалистое» с вмещающими породами и приуроченность оруднения рудного поля к определённым стратиграфическим горизонтам. В письме подчёркивается, что проведёнными работами Ахтынской ГРП в 1976г подтверждены ранее высказанные выводы Рыпинского С.И., Романова Н.Т., Пшеничного Л.В. и других о сугубо тектоническом контроле гидротермальной минерализации. Кроме того, отмечено, что использовать рекомендации Н.К. Паливода преждевременно, ибо «основные выводы авторов сделаны в предположительной или декларативной форме».

К этому времени вышла из печати первая статья, в которой была полностью изложена наша концепция формирования руд (3) и другие статьи, её дополняющие (2,4). Как видно, наших рекомендаций и публикаций, в основу которых была положена теория осадочного рудообразования Н.М. Страхова (16), оказалось недостаточно, чтобы отказаться от догматических представлений о главенствующей роли разломов и гидротермальных растворов в формировании руд. Непреодолимым оказался психологический барьер для признания осадочной природы рудного вещества, накапливающегося в прибрежной зоне и содержащего органические остатки мелководной силуро-девонской фауны, органогенно-хемогенные доломиты и сидериты. Кроме того, нужно было признать, что морфология и зональность рудных тел также подчиняется законам прибрежно-морского формирования, и пересмотреть возраст рудообразования и вмещающих пород. Вторая публикация(6) с ещё более расширенным изложением наших взглядов на образование руд и с фотографиями фауны, найденной в рудных отложениях Кизил-дере и «Скалистое», была встречена очень враждебно. От дискуссий по этой теме ДКГЭ уклонялась, мотивируя занятостью. Третья обобщающая работа – отчёт за период 1976-1980гг по теме: «Изучение рудоносности Горного Дагестана с целью разработки рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ на медноколчеданные и полиметаллические руды на 1981-2000 годы». В отчёте приводятся обзор взглядов на генезис руд Дагестана и обоснование нашей осадочно-метаморфогенно-сульфидизационной концепции и разработанные на её базе рекомендации, о которых упоминали выше. В рецензии на отчёт, полученной от сотрудника СКТГУ, отмечалась новизна разработки, отчёт был рекомендован к защите. Этот отзыв вызвал сомнение в объективности у руководства Института геологии (директор ИГ - А.М. Магомедов, учёный секретарь - В.А. Агамов и зав.лаб.- Г.К.Керимов) и у геологической общественности. Отчёт передали на рецензию другому специалисту – стороннику гидротермального образования руд. Он не оправдал надежд «геологической общественности» и рекомендовал отчёт к защите с хорошей оценкой. В результате, было решено передать отчёт на рецензию третьему специалисту – убеждённому стороннику тектонического контроля и гидротермальных процессов в формировании руд. Тот тоже рекомендовал отчёт к защите с положительной оценкой.

Следует отметить, что почти все специалисты, детально знакомившиеся с материалом, вначале встречали нашу концепцию с недоверием, а в дальнейшем, под давлением сложившихся производственных обстоятельств, недоверие переходило во враждебно-агрессивное состояние с полным отрицанием концепции и фактов, положенных в её основу. Это позволяло оставаться на старых представлениях о генезисе руд и не менять методику проведения поисковых работ (СКТГУ, ДКГЭ). Значительно реже, под давлением фактов, специалисты признавали большую обоснованность нашей концепции, чем гидротермально-метасоматический, эксгальационно-осадочный и другие. Моральное состояние их при этом, в большинстве случаев, было

подавленным. Оказалось болезненным преодолеть психологический барьер – признать более высокую обоснованность нашей концепции, чем существующих.

Согласно нашей концепции мы выделяем два этапа формирования руд: осадочный и метаморфогенно-сульфидизационный. В первом этапе металлы накапливаются в прибрежно-морской зоне в карбонатной, сульфидной и силикатной формах из истинных растворов, сносимых водами континентального стока, и частично - механическим путём. Источниками металлов были породы и рудные тела палеозоя, попавшие в зону окисления и механического разрушения. Судя по фауне, найденной в рудной гальке рудопроявления «Скалистое» и рудном теле месторождения Кизил-Дере, процесс осадочного накопления рудного вещества прослеживается с силуро-девона (9).

Второй этап – перекристаллизация кварца, карбонатов и сульфидов. Порода почти полностью теряет осадочный облик. Карбонатные стенки раковин прорастают кварцем, трещины залечиваются кварцево-карбонатным веществом. При повышении температуры (свыше 220⁰С) становится возможной экзотермическая реакция между карбонатом железа и сероводородом и его щелочными соединениями. Щелочные продукты реакции растворяют карбонаты, кварц и, частично, сульфиды. Из этих растворов над осадочными рудами формировались ореолы жильной минерализации (6,8). Таким образом, жильная минерализация является продуктом экзотермических реакций, протекающих в рудных телах, залегающих на глубине, и отражает их состав. До этого её рассматривали как рудопроводящие каналы к уже размытым рудным телам.

Итак, прошло сорок лет (1971г) с момента появления нашей концепции формирования руд и тридцать пять лет – с момента её опубликования. За этот период переданы СКТГУ и ДКГЭ ряд статей и рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ на Хнов-Борчинском (10,11,12 и др.) и Куруш-Мазинском (7) рудных полях. В этих работах основное внимание уделено перспективной оценке Хнов-Борчинского рудного поля. Его потенциальные запасы меди, свинца и цинка - огромны, должны в несколько раз превышать запасы, выявленные на месторождении Кизил-Дере, и находятся в более выгодных горнотехнических условиях. Куруш-Мазинское рудное поле также весьма перспективно на открытие солидных запасов свинцово-цинковых руд. Здесь мы рекомендовали проводить оценку рудных проявлений с позиций их осадочного генезиса, а не тектонического контроля. При этом отмечали, что рудная галька силуро-девонского возраста, выявленная на рудопроявлении «Скалистое», отличается незначительной механической прочностью и не могла транспортироваться на значительные расстояния. На этом основании предполагается, что на рудном поле могут выходить на поверхность рудоносные отложения силуро-девона. Их выходы возможны в 3-4 километрах к северо-западу от рудопроявления «Скалистое» в бассейне реки Мазачай и на западном склоне горы Шалбуздаг.

В предложенном нами варианте трактовки залегания рудопроявления «Скалистое», его можно расценивать, как месторождение. Мощность рудной зоны с убогой вкраплённостью сульфидов на уровне ручья достигает шестидесяти метров. Опробованный по штольне участок, протяжённостью 26м, содержит свинца - 0,47% и цинка – 1,07%. Учитывая пропорции соотношений мощности, ширины и длины рудных линз как 1:10:30-50 при удельном весе 3кг/дм³ мы можем предположить, что запасы свинца и цинка по этому участку составят 300 000 тонн. Другой вариант оценки перспектив может исходить из предположения, что рудная зона рудопроявления «Скалистое» с перерывами прослеживается к западу на 2200м до устья реки Сумрайкам. На этой линии, ближе к устью, расположена зона древних выработок – Сумрай-Тул (свинцовое место). Некоторые из выработок подобны небольшим карьерам и достигают глубины до 4м. На этом участке выходы коренных пород задернованы или перекрыты делгювиальными отложениями. Несколько севернее линии, соединяющей устье ручья Сумрайкам с рудопроявлением «Скалистое» и выше по склону есть небольшие оползневые участки коренных пород и старых канав с прожилковой и вкраплённой свинцово-цинковой минерализацией. Сульфиды сильно окислены, сохранились участками и вскрываются выработками не на полную мощность и достаточную глубину. Можно предполагать, что по интенсивности и типу минерализация подобна рудопроявлению «Скалистое».

Третий участок- это алевриты (аален), вскрытые ручьём Сумрайкам. В среднем течении ручья они собраны в антиклинальную складку, погружающуюся под углом 25⁰ к юго-востоку. Падение крыльев – северо-восточного – 60⁰, юго-западного – 35⁰. В зоне ядра складки выходит кварцевая жила мощностью около метра с убогой вкраплённостью галенита и сфале-

рита. Падение жилы – юго-западное - под углом 70° . Она изучалась штольной. Кроме того, балкой вскрыто около десяти зон жильной минерализации незначительной мощности.

Особый интерес представляют зоны прожилковой свинцово-цинковой минерализации, сопровождаемой рассеянной свинцово-цинковой вкрапленностью, предположительно образованной по органическим остаткам. На этом основании можно предполагать, что прожилки сульфидов такого типа, иногда достигающие 3-5см, образованы за счёт перекристаллизации расплывленного рудного вещества. Подобная минерализация прослеживается от ядра антиклинали по руслу ручья к северо-востоку на 200м, отдельными выходами – на склонах ручья – среди окисленных пород и почвенного покрова. Истинная мощность пород на этом участке – 130м. По макроскопической оценке суммарное содержание свинца и цинка составит 0,2 – 0,3% и только на отдельных участках может достичь 2-3% на мощность порядка 10м.

При этом следует отметить, что из-за интенсивного развития окислительных процессов наиболее богатые сульфидами участки будут иметь малую механическую прочность и соответствовать пониженным формам рельефа, обычно закрытым делювием. На участке Сумрайкам основной поисковый интерес представляет вкрапленное оруднение, ассоциирующееся с прослоями конгломератов и другими отложениями прибрежно-морских фаций. Можно предполагать, что жильное оруднение, изученное ранее в этом районе штольной, является переотложенным, поэтому под этим выходом могут находиться рудные тела палеозоя, существование которых предполагается нами на основании находок рудной гальки палеозоя на рудопроявлении «Скалистое». Следует обратить внимание на то, что в следующей параллельной балке ручья Мукеркем, расположенной в 200 м к западу, в ядре антиклинали у самого уреза воды вскрыты аргиллиты, отличающиеся повышенной механической прочностью (палеозой?). Этот контакт следует изучить по простиранию и падению буровыми работами.

Согласно нашей концепции прибрежно-морского формирования руд, положение рудных тел будет соответствовать береговой линии периода осадконакопления и периода её стабилизации. Судя по одиночным замерам косой слоистости, направление простирания длинных осей рудных линз будет близко к меридиональному, но этот вопрос следует решить в процессе детального изучения рудопроявлений «Скалистое» и в районе Сумрайтул. При проведении поисковых работ следует учитывать интенсивную складчатость и широкое развитие оползневых явлений на Куруш-Мазинском рудном поле. Перспективы рудного поля на открытие свинцово-цинковых, серебро- и золотосодержащих руд – огромны с позиций осадочно-метаморфогенной концепции формирования руд.

Литература

1. Паливода Н.К. К методике поисков колчеданных месторождений в Баймакском районе. Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. М. вып.3, 1962, с 91-94.
2. Паливода Н.К. К вопросу о наличии Ахтычайского разлома в юго-восточной части рудоносной зоны Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 9, кн.1, 1975, с 98-102.
3. Паливода Н.К., Паливода А.А. Новые данные о возрасте вмещающих пород и условиях формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 9, кн. 2, 1975, с 43-50.
4. Паливода Н.К., Паливода А.А. Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками фаунистических остатков в рудах. ДАН СССР, т. 225, №2, 1975, с 426, 427.
5. Паливода Н.К., Паливода А.А. Новое о генезисе полиметаллической минерализации Куруш-Мазинского рудного поля в Дагестане. ДАН СССР, т.237, №6, 1977, с 1452-1455.
6. Паливода Н.К., Паливода А.А. Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании медно-пирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Литология и полезные ископаемые, №2, 1978, с 95-111.
7. Паливода Н.К., Паливода А.А. О проявлении осадочно-диагенетического образования свинцово-цинкового оруднения и перспективах золотоносности в Южном Дагестане. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 14, 1978, с 123-127.
8. Паливода Н.К., Паливода А.А. Осадочные медноколчеданные и полиметаллические рудные тела Дагестана – возможные источники жильной минерализации. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 4(24), 1980, с 23-43.
9. Паливода Н.К., Паливода А.А. О продолжительности накопления рудного вещества в прибрежно-морской зоне и его возможных континентальных источниках при формировании медноколчеданных и полиметаллических месторождений Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 4(24), 1980, с 72-79.
10. Паливода Н.К. Перспективы и направления поисков колчеданных руд на северо-восточном участке рудного поля Кизил-Дере в Дагестане. Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 50, 2006, с 64-73.

11. Паливода Н.К. Проблемы поисков колчеданных руд прибрежного формирования в условиях пульсирующей трансгрессии океана в Баймакском районе южного Урала и на Восточном Кавказе. Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 51, 2007, с 111-121.
12. Паливода Н.К. Прогнозная оценка запасов полиметаллических руд и кобальтовой минерализации на Борчинском участке Хнов-Борчинского рудного поля (Дагестан). Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 52, 2008, с 54-74.
13. Полищук И.Б., Слюняев А.А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. Изв. высш.уч. завед. Геология и разведка, №6, 1970, с 86-92.
14. Романов Н.Т. Новое о закономерностях размещения эндогенного оруднения в Хнов-Борчинском рудном поле (Южный Дагестан). Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 2(18), 1978, с 121-126.
15. Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. ДАН СССР, 1967, т. 177, с 179-181.
16. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М. Госгеолтехиздат, 1963.
17. Черненко Ю.А., Фесенко Г.С., Князев Г.И. Роль структурно-магматических факторов в локализации медноколчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан). Сов.геол., №12, 1975, с 133-138.
18. Черненко Ю.Я., Мацапулин В.У. Магматические образования и связанные с ними продукты гидротермального метаморфизма в Хнов-Борчинском рудном поле Горного Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып. 13, 1977, с125-141.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДНЕНИЯ

Пруцкий¹ Н.И., Лаврицев¹ В.А., Энна¹ Н.Л.

¹ ФГУП Кавказгеолсъемка, г. Ессентуки, fgugp@geolog.kmv.ru

Изучением нижне-среднеюрских осадков Большого Кавказа в целом и Восточного в частности, а также их рудоносностью занимались многие известные геологи: В.П. Рентгартен, В.Н. Робонсон, Г.А. Твалчрелидзе, Г.С. Дзоценидзе, В.И. Смирнов, В.А. Хаин, К.О. Ростовцев, Д.И. Панов, М.Г. Ломизе и др.

Наибольшее распространение в доступной исследованию части Восточного Кавказа получили осадки киммерийского (лейас-ааленского) бассейна, который развивался по типу Красноморского рифта, т. е. в условиях спрединга океанического типа [1]. Практически все рудные объекты локализованы в этих образованиях и связаны с Киммерийской минерагенической эпохой, а крупнейшими из них являются месторождения Филлизчай (Азербайджан) и Кизил-Дере (Дагестан). Наиболее распространенными и имеющими практическое значение являются объекты следующих формационных типов: медно-колчеданный (медно-полиметаллический колчеданный), медно-пирротиновый, свинцово-цинковый жильный и медно-никеле-кобальтовый. Все они пространственно тяготеют к Главному Кавказскому (Ахтычайскому) разлому, который по данным ГСЗ по профилю Степное-Бакуриани (Центральный Кавказ) с крутым северным падением погружается под кристаллический массив Скифской плиты, отделяя на всем своем протяжении более высокоомные кристаллические образования последней от относительно низкоомных пород фундамента Закавказской плиты. Его амплитуда по положению кристаллического фундамента оценивается здесь в 15 км.

В современной структуре, в целом по Кавказу, разлом ограничивает с севера распространение осадков киммерийского трога и трассирует зону внедрения среднеюрских габброидов и гранитоидов как на этапе рифтинга (фиагдонский перидотит-габбровый, домбайский андезидацитовый, борчинский риолит-дацитовый, лаурский, казбекский и кахетинский долеритовые комплексы), так и на этапе коллизии (санчаро-кардывачский габбро-диорит-гранитовый).

Осадочно-вулканогенные осадки лейас-ааленского бассейна в общем подразделяются на две основные разновозрастные формации, континентально-шельфовую песчано-сланцевую угленосную и углеродистую глинисто-базальтоидную колчеданоносную осевой глубоководной зоны. С учетом переходных типов отложений и тектонического скупивания современное структурно-тектоническое районирование Восточного Кавказа выглядит следующим образом (Рис. 1).

В *Агвали-Хивской складчатой зоне* слабдеформированный разрез от верхнего плинсбах до нижнего бата представлен существенно песчанистыми с прослоями аргиллитов осадками внутреннего (мелководного) шельфа.

В тектонических зонах Бокового хребта и Бежетиной разрез сложен песчано-глинистыми осадками внешнего шельфа и континентального склона северного борта бассейна. В зоне Бокового хребта мощность тоар-ааленского разреза составляет более 10200 м, а в Бежетиной флишеидная аргиллит-алевролит-песчаниковая верхнетоар-ааленская толща превышает 2150 м.

Шаро-Аргунская (Аргуно-Андийская) тектоническая зона является западным фациальным аналогом зоны Бокового хребта. Она также представлена глинисто-песчаными осадками внешнего (удаленного) шельфа, но отличается от последней несколько повышенным количеством песчаников. Эти образования сохранились только в западной части Восточно-Кавказского сегмента, где общая мощность плинсбах-тоарской части разреза (шаро-аргунская серия) превышает 5850 м.

Казбегско-Лагодехская складчато-надвиговая зона включает структурно-формационный комплекс собственно осевой части юрского бассейна, представленный глинистыми осадками с широким развитием вулканитов основного состава (Мачхалор-Даккичайская подзона), а также песчано-глинистыми с туфами основного состава образованиями подножья(?) южного континентального склона (Куртатин-Курдульская подзона). В Мачхалор-Даккичайской подзоне мощность тоар-ааленского разреза изменяется от 2500 до 3600 м. Синемюр-батский разрез Куртатин-Курдульской подзоны достигает 10350 м. Слагающие рассматриваемую зону толщи смяты в изоклинальные складки южной на юге и северной на севере вергентности и осложнены многочисленными разрывами взбросового типа, а местами выжатыми на осадки соседних зон в виде покровов (Чаухинский покров). Этими разломами складчатая зона расчленена на целый ряд продольных узких тектонических блоков. Дивергентное строение Казбегско-Лагодехской складчато-надвиговой зоны в сочетании с выжатыми в обе стороны покровами позволяет относить её к осевой части содвиговой зоны, формирующейся в обстановке лобового столкновения Скифской и Закавказской плит.

Киммерийская эпоха проявила себя как второй (после герцинского) цикл металлогенического развития Большого Кавказа. Этот цикл характеризуется формированием медного колчеданного оруденения начальной доорогенной стадии и жильного полиметаллического коллизионной стадии.

Основными факторами контроля оруденения являются геодинамический, тектонический и магматический.

Агвали-Хивская зона в момент рифтинга была удалена от осевой зоны не менее чем на 150-200 км и являлась, по сути, пассивной континентальной окраиной, где наряду с глинисто-песчанистыми осадками отлагалось большое количество растительного детрита, давшего позднее линзы углей. Лишь в результате позднеальпийской активизации на восточном фланге зоны сформировалось ртутное оруденение (Хпекское малое месторождение и проявления ртути).

Образования Шаро-Аргунской зоны являлись пограничными между Агвали-Хивской и Бокового хребта и располагались на довольно значительном (100 – 150 км) расстоянии от осевой зоны. Имеющиеся здесь мелкие проявления медно-пирротиновой рудной формации не представляют практического интереса.

Зоны Бокового хребта и Бежетиная примыкали непосредственно с севера к осевой зоне. Лейас-ааленский рифтинг в последней сопровождался растяжением и внедрением даек Кавказского долеритового комплекса на его бортах, т. е. в зоне Бокового хребта. Здесь широко проявилось гидротермальное оруденение медно-пирротиновой, кварц-полиметаллической и барит-полиметаллической формаций, локализованных в зонах тектонических нарушений в полях развития отложений разного возрастного диапазона – от протерозоя до средней юры (Самуро-Белореченская минерагеническая зона).

Размещение оруденения пирротин-полиметаллической формации в целом определяется его приуроченностью либо непосредственно к зонам крупных разломов северо-западной ориентировки, либо к их ближайшему обрамлению. В районах распространения юрского долеритового дайкового комплекса отчетливо проявлена приуроченность этого оруденения к дайковым образованиям. В связи с незначительными размерами дайковых тел и их рассеянностью по площади этот рудноформационный тип вряд-ли может создавать значительные по размерам объекты.

Кварц-полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение подчиняется иной закономерности и тяготеет, в основном, к нарушениям субмеридионального и северо-

восточного направлений и юрским интрузивным комплексам. Наиболее крупные объекты этой формации обычно локализованы в образованиях кристаллического фундамента на границе с перекрывающими песчано-глинистыми осадками юры. Последние выступают в качестве экрана для гидротермальных растворов. На уровне этого эрозионного среза вполне возможны значительные объекты. Однако, учитывая, что доюрский фундамент на Восточном Кавказе залегает на глубинах от 3 – до 10 км, перспективы поисков и эксплуатации этого типа оруденения весьма сомнительны.

Казбегско-Лагодехская складчато-надвиговая зона как в палеоварианте, так и в современной структуре трассирует положение ниже-среднеюрского трога, формирование которого и связанного с ним оруденения обязано подкоровому источнику рудоносных флюидов типа плюма аномальной мантии [1]. В этой зоне получили широкое распространение наиболее перспективные медноколчеданные и тесно связанные с ними прожилково-сетчатые и брекчиевые сульфидно-кварцевые руды, а также жильное полиметаллическое оруденение (Приводораздельная минерагеническая зона).

Для оценки колчеданной рудоносности большое значение имеют мощностные параметры рудоносной формации, поскольку распределение оруденения в разрезе продуктивного комплекса носит стратиграфически многоуровневый характер. Мощности рудовмещающего разреза для Восточного Кавказа (тоар-ааленский уровень) составляют от 2200 до 3600 м, а с учетом складчатости и тектонического скупивания продуктивный разрез следует увеличить в 2 – 3 раза. На сегодняшний день, с учетом ранее проведенных работ масштаба 1:50 000 и 1:200 000, можно говорить об общей площадной поисковой изученности на глубины только до первых десятков метров, максимум до 100 м (за исключением изученных бурением и геофизическими методами на участках детализации, не превышающих 2 – 3%). При этой степени изученности мы имеем 2 средних месторождения (Филизчай и Кызыл-Дере) с общими запасами руды более 100 млн тонн. За последние 20 лет, когда геолого-разведочные работы в этом районе практически не проводились, изменились уровни эрозионного среза (обнаженность), ушли вперед методики поисков геологическими и геофизическими методами. При постановке задачи по изучению до глубины 500 м такие работы могут, в конечном итоге, привести к открытию 4 – 6 подобных колчеданных объектов.

Прожилково-сетчатые и брекчиевые сульфидно-кварцевые руды также колчеданные по существу пиритному рудно-минеральному составу. Но, будучи секущим типом и, следовательно, четко эпигенетическим, по отношению к вмещающей среде, их генезис трактуется не вполне однозначно, прежде всего по характеру источника рудной нагрузки. В результате анализа генетических особенностей и условий регионального размещения этого типа оруденения, авторы пришли к выводу о метарегенерационной их природе. Они могут формировать самостоятельные промышленные объекты, но, что очень важно, являются надежным индикатором наличия массивных колчеданных руд.

Литература

1. *Скрипченко Н.С., Пруцкий Н.И.* Генезис окраинных бассейнов с активной терригенной седиментацией (на примере альпийских бассейнов Кавказской группы). СПб.Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002.138 с.

ГЕНЕРАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО КАСПИЯ И ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ УВ.

Магомедова Б.К., Сабанаяев К.А.
УРАН Институт геологии ДНЦ РАН.

Растущие потребности народного хозяйства в нефтепродуктах требуют постоянного увеличения добычи, выявления новых перспективных объектов и зон нефтегазоаккумуляции. При составлении перспективных планов экономического развития регионов необходимы знания не только промышленных категорий А+Б+С1, и перспективных С3 запасов нефти и газа, поскольку они составляют лишь незначительную часть всех потенциальных ресурсов, объективно существующих в недрах. В этой связи при оценке перспектив нефтегазоносности уделяется больше внимания количественной оценке прогнозных ресурсов (Д) в конкретном регионе, что служит основой при выборе направлений ГРП и определении объемов поисково-

разведочных работ. При количественной оценке прогнозных ресурсов УВ объемным методом и методом плотностей сталкиваемся с огромным количеством условно принимаемых параметров, которые не существуют в природе из-за неразведанности территорий. В связи с этим авторы рекомендуют применить дополнительный новый метод оценки прогнозных ресурсов УВ по содержанию керогена в осадочном комплексе Среднего и Северного Каспия. Этот метод разработан авторами и применен для оценки ресурсов УВ в майкопских отложениях Предгорного Дагестана. Метод основан на определении генерационного потенциала, основным параметром которого является исходное количество битумоидов в нефтематеринских породах. В условиях осадочного чехла платформенной части Восточного Предкавказья установлено, что наибольшим генерационным потенциалом обладают юрские отложения, которые наряду с другими благоприятными условиями, длительное время находились на стадии катагенеза. На юрские отложения приходится 40% генерированных УВ, меловым – 25%, палеоцен – эоцену – 6%, среднему триасу – 10%, верхний пермь – триасу – 15%, неоген-антропогену – 0,4% [Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д., 1969]. Для сравнения результатов прогнозной оценки ресурсов УВ сначала осуществлена оценка по методике ВНИГНИ (1983) для юрского нефтегазоносного комплекса, а проверочная оценка дана по содержанию керогена, а по остальным комплексам приняты исходя из процентного соотношения вышеуказанных авторов. Основными параметрами являются: $Q_{исх}$ – исходное количество битумоида в нефтематеринских породах; $Q_{б.ост}$ – объем остаточного битумоида; Q – объем эмигрировавшего битумоида, часть которого рассеялась в породах, а другая аккумулировалась в ловушках в виде залежей, которые определяются по формулам:

$$Q_{б.ост} = H \cdot S \cdot \rho / 100; \text{ где}$$

H – средняя мощность, S – площадь их распространения, ρ – средняя плотность пород, α – среднее содержание остаточного сингенетического битумоида в % на объем породы.

$$Q_{эм} = 1,3 K_{эм} \cdot Q_{б.ост} \cdot 1 - K_{эм}; \text{ где}$$

$K_{эм}$ – коэффициент эмиграции нефтяных УВ, 1,3 – поправочный коэффициент, учитывающий потерю низкокипящих УВ при экстракции.

Подсчет общего количества эмигрировавших нефтяных УВ из данного типа материнских пород производился путем суммирования их значений для глубин < 1,5 км, 1,5-2,0 км, 2,0-2,5 км и т.д.

Важнейшим параметром для определения количества эмигрировавших из материнских жидких углеводородов является коэффициент эмиграции. Его величина определяется по формулам:

$$K_{эм} = C_{исх} - C_{ост} / C_{эм} - C_{ост} \quad (3) \text{ или}$$

$$K_{эм} = Q_{NS_{ост}} - Q_{NS_{исх}} / Q_{NS_{ост}} - Q_{NS_{эм}} \quad (4) \text{ или}$$

$$K_{эм} = U_{Висх} - U_{Вост} / U_{Вэм} - U_{Вост} \quad (5) \text{ где,}$$

$C_{исх.}$, $Q_{NS_{исх.}}$, $U_{Висх.}$ – среднее содержание углерода, гетероэлементов и углеводородов в исходном битумоиде;

$C_{ост}$, $Q_{NS_{ост}}$, $U_{Вост}$ – среднее содержание углерода, гетероэлементов и углеводородов в остаточном битумоиде;

$C_{эм}$, $Q_{NS_{эм}}$, $U_{Вэм}$ – среднее содержание углерода, гетероэлементов и углеводородов в эмигрировавшем битумоиде (в нефти).

Средние параметры состава эмигрировавшей нефти определяются по фактическим данным о составе нефти данного района, или, учитывая незначительные колебания в их элементарном составе, могут быть приняты условно, как $C^{\mathcal{N}} = 85\%$, $H = 13\%$, $Q_{NS} = 2\%$. Содержание УВ в эмигрировавшей нефти принимается равным 100%. Средние параметры состава исходного и остаточного битумоидов снимаются с графиков изменения состава РОВ и битумоидов в зависимости от палеоглубины погружения осадков и степени метаморфизма. [Вассоевич Н.Б., 1986]

При недостаточном количестве экспериментальных данных для построения указанных графиков, или, если при наличии большого количества данных с ростом глубины не фиксируются заметных, вызванных эмиграцией УВ, изменений в составе битумоида, при обосновании величин принимаемых коэффициентов эмиграции рекомендуется использовать теоретические расчеты, выполненные во ВНИГНИ (1983), согласно которым эмиграционная потеря углеводородов в количестве 20% вызывает незначительные сдвиги в составе остаточного битумоида, соизмеримые с погрешностью анализов. Следовательно, если для данного типа пород изучаемой нефтематеринской свиты при наличии достоверной массовой геохимической информации

не фиксируется заметных эмиграционных изменений состава битумоида, коэффициент эмиграции УВ должен быть принят не более 20%.

Если нефтематеринская свита сравнительно слабо изучена и миграционные изменения состава битумоидов по имеющимся данным не устанавливаются, величина коэффициентов эмиграции также должна быть принята не более 20%.

Подсчет количества углеводородов, эмигрировавших из глинистого пласта (q), производился по формуле:

$$q = 2 \alpha \beta \rho S \gamma - V_{\text{эм}} \ln(1 + 1/2 \beta)$$
 где

ρ - плотность пород глинистого пласта; β - среднее содержание битумоидов; $V_{\text{эм}}$ - содержание гетероэлементов в аллохтонных битумоидах; l - толщина пласта; S - его площадь; $\alpha\beta\gamma$ - постоянные эмпирические коэффициенты, влияющие на зависимость между содержанием в битумоидах гетероэлементов и расстоянием до коллектора.

Величина прогнозной оценки нефти ($Q_{\text{ак.пр.}}$) определяется путем вычитания из количества эмигрировавших УВ ($Q_{\text{эм}}$) количества УВ, рассеянных в породах при миграции ($Q_{\text{мигр.}}$) и количества УВ в открытых залежах нефти ($Q_{\text{к.откр.}}$).

$$Q_{\text{ак.пр.}} = Q_{\text{эм.}} - Q_{\text{мигр.}} - Q_{\text{к.откр.}}$$

Чтобы определить количественную прогнозную оценку нефти или величину коэффициента ее аккумуляции, помимо установления массы остаточного битумоида ($Q_{\text{ост.б}}$) и величины коэффициента ($K_{\text{эм}}$) эмиграции, необходимо определить массу углеводородов, рассеявшихся в породах при миграции на пути от материнских пород до ловушек.

Масса углеводородов, рассеявшихся в осадочных толщах в виде вторичных битумопроявлений, ориентировочно определяется, как

$$Q_{\text{б.мигр.}} = Q_{\text{б.общ.}} - Q_{\text{б.син.}}, \text{ где}$$

$Q_{\text{б.мигр.}}$ – масса рассеянных вторичных битумоидов; $Q_{\text{б.общ.}}$ – общая масса рассеянных битумоидов в осадочных толщах по сумме всех аналитических данных, без проведения диагностики генетического типа битумоида, $Q_{\text{б.син.}}$, - масса сингенетических битумоидов, определенная без учета аналитических данных, характеризующих смешанные и вторичные рассеянные битумоиды.

При невозможности достоверно определить массу нефтяных УВ, рассеявшихся при миграции в осадочных толщах, в слабоизученных бассейнах и отсутствии данных для определения эмпирического коэффициента аккумуляции нефти, при подсчете прогнозных оценок следует принимать величину коэффициента аккумуляции не более 0,1 – 0,15.

Переход от количества, образовавшего углеводородного газа ($Q_{\text{ген}}$) к величине прогнозных запасов газа ($Q_{\text{г.пр}}$) осуществить весьма затруднительно, а в общем виде прогнозные оценки газа определяем по формуле:

$$Q_{\text{г.пр.}} = Q_{\text{ген.}} - Q_{\text{раст.}} - Q_{\text{сорб.}} - Q_{\text{диф.}} - Q_{\text{зал.}}, \text{ где}$$

$Q_{\text{раст}}$ – количество газа, растворившегося в пластовых водах; $Q_{\text{сорб.}}$ – количество газа, оставшегося в сорбированном состоянии в породах; $Q_{\text{диф.}}$ – количество газа, диффундировавшего из осадочного бассейна в атмосферу; $Q_{\text{зал.}}$ – количество газа в открытых залежах.

Ориентировочное определение величины прогнозных оценок газа следует производить, как $Q_{\text{г.пр.}} = Q_{\text{ген.}} - Q_{\text{зал.}}$, где

$$\alpha - \text{коэффициент аккумуляции углеводородного газа.}$$

Судя по имеющимся данным, величина коэффициента аккумуляции газа может быть принята не более 0,01-0,03 от генерированного количества УВ. В соответствии с изложенными представлениями о качественном составе и количественном содержании органического вещества, его катагенетической преобразованности, термобарическими и гидрогеологическими условиями и установленными закономерностями нефтегазоносности, авторами выполнена прогнозная оценка запасов углеводородов в пределах выявленных структур. Выделение ловушек для скопления нефти и газоконденсата проводилось исходя из общности литофациальной характеристики разреза с учетом ранее выявленных коллекторов в разрезах месторождений им.Корчагина, Хвалынского, Центральная, им.Филановского. Средняя толщина глинистых, потенциально нефтематеринских пород средней и нижней юры превышает 800м. Средняя плотность пород – $2,23 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, среднее содержание битумов в породах – 0,065%. Относительные размеры пиков по К.Баркеру, отражают индекс генерации (ИГ) и характеризуют нефтематеринский потенциал:

$$\tilde{E}\tilde{A} = \frac{\tilde{I}\tilde{e}\tilde{e} - 1}{\tilde{I}\tilde{e}\tilde{e} - 1 = \tilde{I}\tilde{e}\tilde{e} - 2} \cdot 100\%;$$

Пик-1 при температуре 130°C, а *Пик2* в среднем 480°C.

При таких параметрах количество остаточного битума в пределах 1км² площади, в соответствии с формулой (1) составит 870565т. Однако в условиях Прикумско-Тюленевского вала установлено, что абсолютное количество эмигрировавшего хлороформенного битума составило 0,004% [Мирзоев Д.А. и др. 1970], поэтому при дальнейших расчетах целесообразно использовать именно этот показатель, так как он характеризует конкретные условия. При этом необходимо учесть, что количество битума полученного горячей экстракцией на порядок больше, то количество эмигрировавшего битума принимаем 0,06%. В расчете на мощность глин 900м на площади 1 кв.км составит 43000т., что сопоставимо с количеством полученным по формуле (1). По аналогии с соседними нефтегазоносными районами (Равнинный Дагестан, Ставропольский край) коэффициент аккумуляции принимаем 0,15.

Независимо от структурных условий, по содержанию керогена прогнозируются на территории российского сектора Северного и Среднего Каспия перспективных ресурсов 4,8 млрд. м³. Общая характеристика пород и ОВ Российского сектора Среднего и Северного Каспия сведена в таблицу 1.

Табл.1.

Параметры	Стратиграфические подразделения битуминозных пород.								
	Триас	Н.юр а	Ср.юр а	В.юра	Н.мел	В.мел	Палео- ген	Неоген	Всего
Площадь распр. битум.пород тыс км ²	1200	400	700	545	460	545	1000	850	96000
Средняя толщина, м	1200	400	700	545	460	545	1000	850	5700
Объем пород тыс.км ³	11520 0	3840 0	67200	52320	44160	52320	9600000	8160000 0	5472000 00
Объем керогена млрд м ³ от объема пород 20%	23040	7680	13440	10464	8832	10464	19200000	1632000 0	1094400 00
Геологич.ресурсы УВ, млрд м ³ 4,4% от об.кер.	10137 6	3379 2	59136	46041 6	38860 8	46041 6	844800	718080	4815360

В качестве основного метода оценки прогнозных запасов и потенциальных ресурсов нефти и газа принят объемный метод и метод плотностей запасов предложенный Ждановым М.А., 1962, усовершенствованный позже Н.И.Буяловым, В.Г.Васильевым. Сущность этих методов заключается в следующем: для наиболее изученных участков, принимаемых за исходные, определяются суммарные запасы нефти и газа (*Qисх*), в которые входят: *добыча с начала разработки и запасы по категориям А+Б+С1, общая площадь исходного участка (Fисх), продуктивная его площадь (Fпород), средняя мощность оцениваемых отложений (Hисх), суммарная эффективная мощность (h исх) и средняя глубина залегания пород (Lисх).* В качестве исходных и определяющих критериев были определены:

- тектоника и тектоническое развитие территории, обуславливающие современный структурный план основных элементов, формирование ловушек, миграцию углеводородов и др.
- литолого-стратиграфическое расчленение разреза на отдельные комплексы, соответствующие основным этапам геологического развития и определяющие закономерности распределения и определяющие закономерности распределения нефтегазоносных толщ;
- палеогеографические условия формирования осадков и распределение мощностей отдельных горизонтов по площади и разрезу;
- оценка коллекторских свойств пород, покрышек, обеспечивающих формирование и сохранение залежей нефти и газа;
- закономерности распределения органического вещества, геохимическая обстановка осадконакопления и оценка нефтепроизводящих свойств;
- гидрогеологическая обстановка;
- особенности распределения залежей нефти газа, условия их формирования.

Определив названные показатели по разведанному нефтяному месторождению им. Корчагина, находящимся в разведке Хвалынскому, им. Филановского, Центральное и подготовленным к проведению поисково-разведочных работ с использованием стратифицированных от 9 до 17 условных отражающих горизонтов Тюленеостровной площади произведено вычисление:

$$\begin{aligned} & \text{- процента продуктивной толщи (f), как } \frac{F_{\text{п}}}{F_{\text{п}} + F_{\text{н}}}; \\ & \text{- величины удельных запасов (Qисх), как } \frac{Q_{\text{исх}}}{F_{\text{п}} \cdot h_{\text{п}}}; \end{aligned}$$

Для Северного и Среднего Каспия находим аналогичные величины: *общую площадь, среднюю мощность осадочных образований, среднюю мощность коллекторских пород, среднюю глубину залегания пород. Затем определяем продуктивную площадь (Fn).*

$$F_{\text{п}} = F \cdot f \cdot I, \quad (1) \text{ где}$$

I – поправочный коэффициент на перспективность и изученность территории; для высокоперспективных участков принимается 1-0,75; перспективных – 0,5-0,25; малоперспективных – 0,1-0,075 удельные запасы расчетной площади (*q*) определяем по формуле:

$$q = q_{\text{исх}} \cdot K, \quad (2) \text{ где}$$

K – поправочный коэффициент, отражающий соотношение мощностей отложений и коллекторских пород на исходном и расчетном участках.

$$K = \frac{h_{\text{исх}} \cdot I}{I_{\text{исх}} \cdot h}, \quad (3), \text{ причем}$$

газоконденсатные залежи объединяются с нефтяными. Имея значения указанных выше показателей и коэффициентов определяем потенциальные ресурсы нефти (*Qн*) расчетного участка

$Q_{\text{н}} = F_{\text{п}} \cdot h \cdot q_{\text{н}}, \quad (4)$, а для определения потенциальных ресурсов свободного газа вводится поправка на глубину залегания пород (α), относительно исходного участка:

$$\alpha = \frac{L}{L_{\text{исх}}}, \quad (5)$$

Потенциальные ресурсы газа (*Qг*) вычисляются по формуле:

$$Q_{\text{г}} = F_{\text{п}} \cdot h \cdot q_{\text{г}} \cdot \alpha, \quad (6)$$

Потенциальные ресурсы растворенного газа (*Qр.г.*) определяются по формуле: $Q_{\text{р.г.}} = Q_{\text{н}} \cdot \alpha \cdot R$; (7), где *R* – газовый фактор по исходному участку. Для малоизученных толщ (триас), потенциальные ресурсы определяются объемным методом, путем определения объема пород (*Vисх*) и удельных запасов на 1 м³ пород (*qисх*)

$$V_{\text{исх}} = F_{\text{исх}} \cdot H_{\text{исх}} \cdot q_{\text{исх}} = V_{\text{исх}};$$

Продуктивная площадь (*Fn*) определяется, введя поправку на продуктивность и изученность (1) и объем нефтенасыщенных пород (*V*)

$$F_{\text{п}} = F \cdot I; \quad V = F_{\text{п}} \cdot H$$

Имея значения названных величин, можно рассчитать потенциальные ресурсы нефти, свободного и растворенного газа:

$$Q_{\text{н}} = V \cdot q_{\text{н}}; \quad Q_{\text{г}} = V \cdot q_{\text{г}} \cdot \alpha; \quad Q_{\text{р.г.}} = Q_{\text{н}} \cdot \alpha \cdot R$$

Прогнозные ресурсы нефти и газа расчетного участка определяются по разности между потенциальными ресурсами и добычей с начала разведки промышленными и перспективными запасами.

При определении прогнозных ресурсов нефти и газа вся территория Российского сектора Каспия разбита на сектора, соответствующие блокам, выделенным при тектоническом районировании. (Рис.1). В зависимости от особенностей геологического строения и перспектив нефтегазоносности и степени изученности для каждого участка в отдельности вычислялись параметры, необходимые для подсчета ресурсов УВ. Так для Северного и Среднего Каспия выделены: верхнепермско-нижнетриасовый, среднетриасовый, юрский нефтегазоносные комплексы. В юрском комплексе выделены среднеюрский, верхнеюрский подкомплексы. Нижнемеловой газонефтеносный комплекс, палеоцен-эоценовый газонефтяной комплекс, неоген-четвертичный нефтегазоносный комплекс, каждый из которых характеризуется определенным составом пород, типов коллекторов, специфическими чертами геотектонической обстановки

формирования осадков, фаціальными особенностями, геохимическими показателями, гидрогеологическими условиями и т.д. Потенциальные ресурсы нефти и газа определялись для каждого литолого-стратиграфического комплекса для нефти с конденсатом, свободного газа, растворенного газа, затем был произведен их пересчет в процентах от суммарных значений нефти и газа. За 100% были приняты общие потенциальные ресурсы по Северному и Среднему Каспию

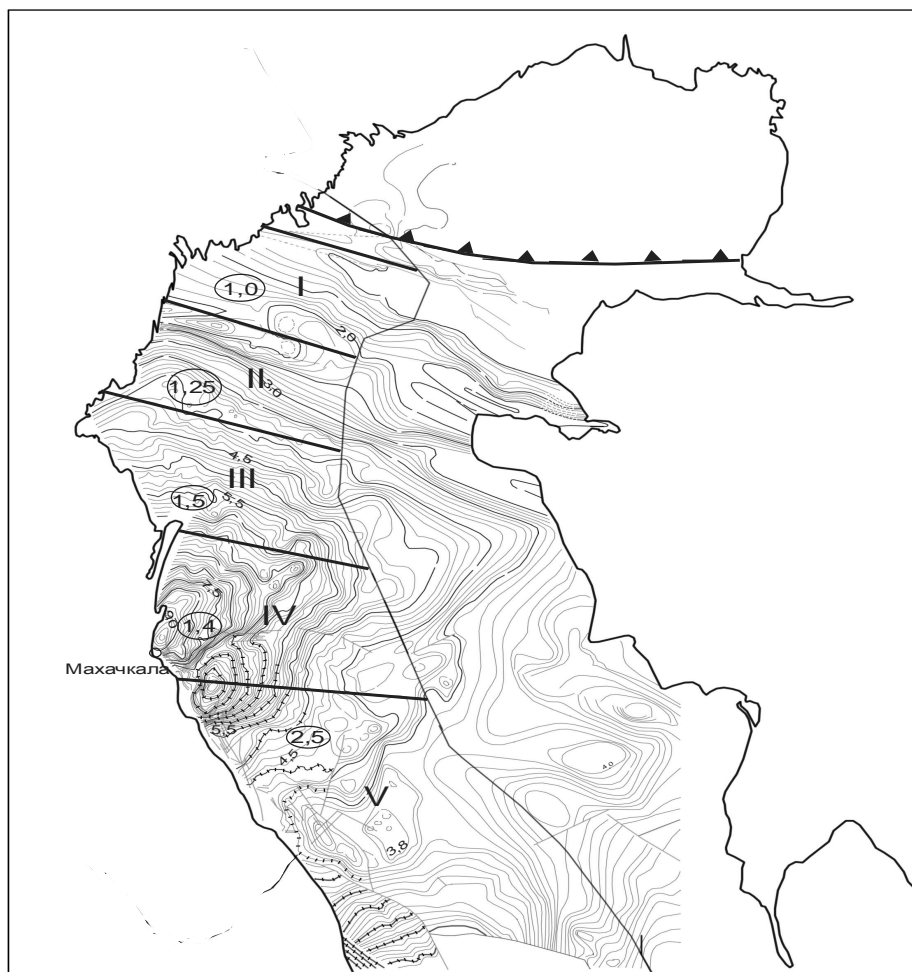


Рис.1. Карта перспектив нефтегазоносности Среднего и Северного Каспия.
(Составили: Магомедова Б.К., Сабанаев К.А.)

- граница отсутствия юрских отложений
- 6,5 - изогипсы по кровле средней юры
- I, II, III** - перспективные сегменты Северного Каспия
- IV, V** - перспективные сегменты Среднего Каспия
- (1,5)** - прогнозные ресурсы (млрд. ТУТ)
- осевая линия Каспийского моря
- главный северный разлом Донбасса

Распределение рассчитанных прогнозных ресурсов нефти и газа по секторам Северного и Среднего Каспия (млрд. ТУТ) приведено в табл.2..

Табл.2.

Наименование неф-тегазоносных ком-плексов	Средний Каспий		Северный Каспий		
	Сектор IV	Сектор V	Сектор I	Сектор II	Сектор III
Неоген-четвертич.	0,1	-	-	0,2	-
Палеоцен-эоцен	0,15	0,1	0,1	0,05	-
Нижнее-меловой	0,3	0,7	0,2	0,4	0,3
Юрский Средний Верхний	0,6	1,3	0,4	0,2	0,5
Средний триас	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2
В.перм.-н.триас.	0,15	0,2	0,1	0,3	0,5
Всего	1,4	2,5	1,0	1,25	1,5

Итого	Средний Каспий – 4,9	Северный Каспий – 2,75
-------	----------------------	------------------------

На Скифско-Туранской плите эпигерцинской платформы глубина залегания основных нефтегазоносных горизонтов колеблется в пределах 3000-4000м, пластовые температуры в пределах 130-160С°, пластовые давления выше гидростатических за счет влияния горного давления. Таким образом результаты подсчета прогнозных ресурсов УВ в пределах российского сектора акватории Каспия по методике ВНИГНИ (1983) и объемным методом по плотностям запасов по площадям контролируемым литолого-фациальными, палео-географическими условиями, режимом тектонических движений, обуславливающим формирование гидродинамических систем, играющих определяющую роль в процессах миграции и аккумуляции УВ в ловушках близки и варьируют в пределах 4,5÷7,5 млрд. ТУТ.

Литература

1. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986, 386с.
2. Сабанаев К.А., Черкашин В.И., Магомедова Б.К. Анализ результатов ГРП и особенности флюидодинамики и генерации УВ в пределах российского сектора акватории Каспия. // Журнал Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений №2, 2011, Москва ВНИИОЭНГ.
3. Сабанаев К.А., Черкашин В.И. Оligocen – нижнемиоценовый комплекс – мощный резерв увеличения нефтеотдачи в Восточном Предкавказье (на примере Предгорного Дагестана) //Вестник ДНЦ РАН №35, Махачкала, 2009.

НЕФТЕГАЗОВЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО ПРИРОДНОГО РЕЗЕРВУАРА ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПРОГИБА

**Сианисян Э. С., Прозорова Г.Н.
Южный федеральный университет**

Верхнемеловой карбонатный резервуар в составе одноименного нефтегазоносного комплекса содержит многочисленные, часто уникальные по строению залежи нефти, конденсата, газа на складчатом борту Терско-Каспийского прогиба. Залежи верхнего мела – части многопластовых месторождений Терско-Сунженского НГР, НГР Дагестанского клина и Южного Дагестана.

Залежи нефти и газа установлены во всех структурно-тектонических зонах НГР - Терской, Сунженской, Притеречной антиклинальных зонах и структурах прибортовых зон и впадин (Петропавловской и Алханчуртской), Бенойской зоне дислокаций Черногорской моноклинали, Дагестанском выступе, Западной и Восточной антиклинальных зонах Предгорного Дагестана. Высота отдельных залежей составляет более 1000 м. Анализ показывает, что главным фактором формирования залежей является структурно-тектонический, обусловивший пути миграции углеводородов, образование ловушек и фильтрационно-емкостных свойств природного резервуара. Показано, что структурные ловушки-антиклинальные складки и их зоны – это ансамбли складчато-тектонических форм многих дискретных размерных уровней, закономерно заполняющих пространство и описываемых уравнениями фрактальной размерности. Вероятностно-статистические распределения морфологических показателей антиклинальных ловушек, в том числе и их объемов, и размеров залежей, заполняющих ловушки, - имеют асимметричную структуру, смещение вероятностей показателей в сторону мелких ловушек и залежей. В целом, распределение начальных геологических запасов не противоречит известным закономерностям количественного анализа запасов, закону о рядах величин запасов залежей УВ (В.И. Шпильман) на представительном исходном материале. Оно описывается обратной степенной функцией, параметры которой оцениваются на интервалах с надежными фактическими данными и экстраполируются на диапазон изменения показателя в целом. Прогнозные ресурсы УВ верхнемелового нефтегазоносного комплекса региона по вероятностным моделям оцениваются в 500 – 700 млн.т.

Распределение параметров региональной флюидодинамической системы верхнемелового природного резервуара региона - коэффициентов аномальности (Кан) пластового давления (1,35-1,7 и более), пластовых современных температур (более 150⁰С); палеотемператур; газового фактора нефтей (Гф), основных физико-химических свойств нефтей и газов, фазового состава залежей - визуализировано на авторских картах ГИС-проектов. Площадная и вертикальная

(объемная) зональности фазового состава углеводородов верхнемеловых залежей включает однофазные нефтяные залежи с низким газовым фактором (Гф) - Заманкул, Ахлово менее 100 м³/т., нефтяные залежи с фоновым значением Гф (Карабулак-Ачалукское, Малгобекское, Старогрозненское, Октябрьской Брагунское месторождения с Гф 300-600 м³/т.), нефтяные залежи с аномальным Гф до 1200 м³/т. (Ханкальское месторождение Петропавловской впадины), газоконденсатные залежи (Новолакское), газовые залежи (Бенойское месторождение), двухфазные газоконденсатные с нефтяными оторочками залежи (месторождения Шамхал-Булак, Димитровское, Ачи-Су, Избербашское); нефтяные залежи с тяжелыми нефтями - месторождения Селли, Гаша (Алиев И.А., Даштиев З.К., Васильев В.Н., 2008).

Характер зональности сложный, несущий влияние продольных, субширотных и поперечных тектоно-генетических ориентировок. Выявить закономерности флюидодинамических показателей возможно с учетом многих геологических, геохимических факторов. Выведены множественные регрессионные уравнения показателей флюидодинамики, главными переменными которых являются напряженность складчатости, показатель динамокатагенетической активности ($\delta \ln R_0$), относительные координаты (x, y), современные и палеоглубины. Установлена связь Гф с объемной плотностью запасов УВ порового пространства (ПлЗап), в соответствии с которой с увеличением газового фактора плотность запасов увеличивается по экспоненте. Этот тренд системы объясняет динамику газового фактора в залежах. После 7-10 лет разработки на упруго-водонапорном режиме в крупных залежах в условиях АВПД и больших эффективных давлений резко снижается Гф (и ПлЗап) рис. – в связи с возрастанием проводимости вертикальных трещин и общим объемом порового пространства. После периода стабилизации Гф и ПлЗап ступенчато увеличиваются за счет активизации подтока УВ из нижележащих горизонтов и сокращения порового пространства вследствие пластичных деформаций. Форма и время проявления основных стадий динамики Гф очень сходны во всех добывающих скважинах верхнемеловой залежи 800-метровой высоты этого месторождения: в скважинах сводовых и размещенных на крыльях и периклиналях ловушки; в скважинах, где дренируемые интервалы (интервалы перфорации или открытый ствол) находятся в кровле верхнего мела (верхние шесть метров открытого ствола скв. 96), в подошве толщи (скв.102), в средней части толщи; в скважинах, которые включились в разработку на разных временных этапах процесса.

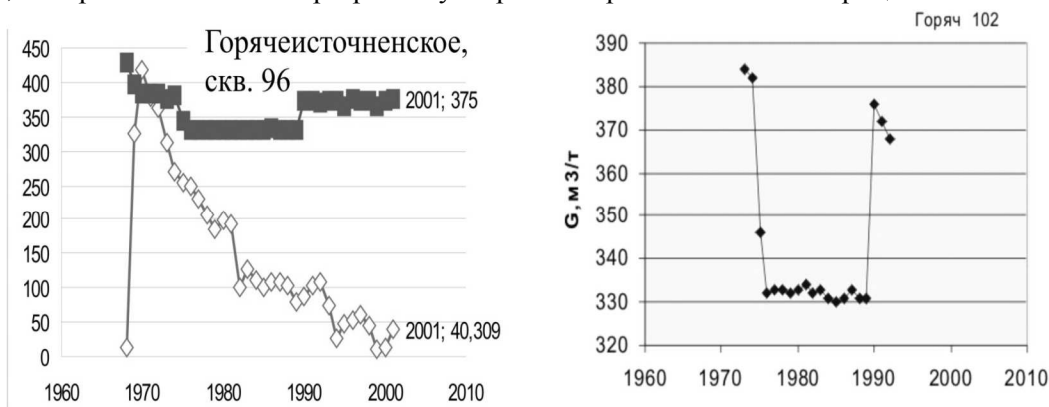


Рис. Динамика газового фактора на Горячеисточненском месторождении Терско-Сунженского НГР. В скв. 96 Гф показан на фonde отборов нефти (в тыс.т.).

Флюидодинамическая система сформировалась в изменчивой по мощности и сложной по составу толще известняков хемогенных, органогенно-обломочных с прослоями мергелей и глин; развита в регионе повсеместно, но несет следы пограничных и внутренних размывов. Каверново-трещинные коллектора верхнего мела развиты в виде очагов и зон; их свойства и площади распространения связаны с показателями складчатой напряженности. Нормированная вторичная пористость каверново-трещинных коллекторов по разрезу циклична, с тремя-четырьмя десятками циклов повышенной пористости. Трещины трех-четырёх генераций. В наиболее напряженных объектах-складках природный резервуар включает как верхнемеловые породы, так и покрывающую известняково-мергельную палеоцен-эоценовую свиту (до мощной майкопской флюидоупорной толщи) и содержит единую залежь –Брагунское, Шамхал-Булакское месторождения. В зонах меньшей деформированности названные части разреза изолированы и содержат самостоятельные залежи –Димитровское месторождение. В структурах-

спутниках верхнемеловая толща включает непроницаемые части разреза, которые изолируют разнофазные залежи – Северо-Минеральное месторождение.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТРОНЦИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Снежко¹ В. А., Энна² Н. Л.

¹ ФГУП ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, ² ФГУП Кавказгеолсъемка, г. Ессентуки.

Месторождения и проявления стронция в виде целестиновых руд на Северном Кавказе сосредоточены в карбонатно-терригенных толщах мезозойского возраста преимущественно в его восточной части, в пределах минерагенической зоны Известнякового Дагестана (Дагестанский стронциеносный бассейн), протягивающейся от р. Ассы на западе до р. Гюльгерычай на востоке (рис. 1.).

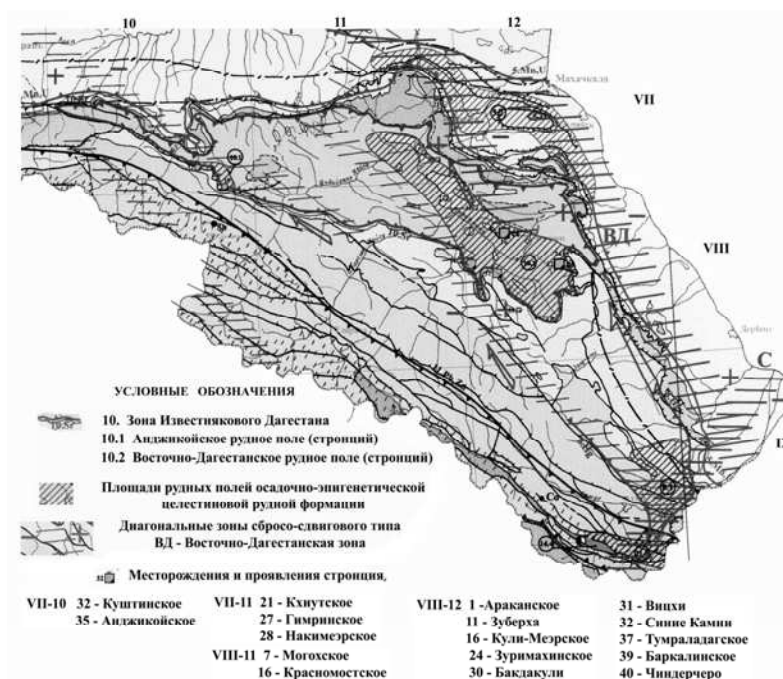


Рис. 1. Размещение месторождений и проявлений стронция Восточного Кавказа

Промышленные руды стронция стратиграфически четко приурочены к базальному горизонту меловых отложений – берриасскому ярусу. Для них характерен пластовый характер оруденения и значительное площадное распространение при небольшой мощности рудоносного горизонта.

В Дагестанском бассейне выделяется два сегмента: Ботлих – Касумкентский (Восточно-Дагестанское рудное поле) и Аргунский (Анджи́койское рудное поле), граница между которыми проходит по водоразделу рр. Андийское Койсу – Шаро-Аргун. В восточном, Ботлих – Касумкентском сегменте, наиболее перспективным и насыщенным целестином является район хр.Лес – сел.Гуниб, где известны и разведаны два месторождения - Синие Камни и Вицхи, а также размещены два крупных проявления (Кулимеэр и Ба́клакули), по прогнозным запасом равнозначных разведанным месторождениям.

Рудные тела обоих месторождений и всех проявлений стронция приурочены к породам кулимеэрской свиты берриасского возраста, в основном, к нижней, терригенной, ее части, имеют пластовую форму (средней мощностью около 2,0-5,0 м), залегают согласно с вмещающими породами, имеют четкие естественные границы и сложены массивными, брекчиевыми, гнездово-вкрапленными целестиновыми рудами. В пределах месторождений содержание окиси стронция (по данным Магомедова А.Х.) колеблется от 8 до 28 %, в среднем около 10 %. На проявлении Кулимеэр целестиновая минерализация локализуется в нижней, карбонатно-терригенной, части кулимеэрской свиты в виде линзовидных прослоев, сложенных отдельными пластами целестина (мощностью от 0,7 до 5,0 м), разделенных безрудными интервалами (слабо минерализованными доломитами). Руды представлены пластами массивного целестина, редко

встречаются прожилковые или брекчиевые руды. Содержание окиси стронция в рудах колеблется от 12-14 % до 48,0-53,5 %, а в безрудных интервалах – от 0,4 до 2,6 %. Целестиновое оруденение на проявлении Бакдакули также локализуется в основании разреза кулимеэрской свиты и представлено линзообразным телом, состоящим из отдельных пластов целестина мощностью от 0,1 до 1,7 м, разделенных безрудными интервалами (мощность 0,5-3,0 м). Руды преимущественно массивные, реже брекчиевые или прожилково-вкрапленные. Содержание окиси стронция в рудах колеблется от 4,85 до 47,8 %, отмечается (до 5-8% и выше) окись кальция, что не характерно для руды других месторождений. Содержание полезного компонента в безрудных интервалах не превышает 1 %.

Общая протяженность выходов перспективных отложений берриасского возраста в Ботлих – Касумкентском районе составляет около 1100 км (с учетом выходов их в эрозионных окнах), из них более или менее детально опосковано (разными авторами) около 200 км. При этих работах было выявлено, кроме указанных объектов, еще 14 проявлений (на некоторых из них содержание окиси стронция достигает 15 %) и многочисленные точки минерализации целестина (рис. 1). Следовательно, перспективность оставшейся не исследованной полосы выходов берриасских отложений довольно высока.

В Аргунском сегменте Дагестанского бассейна при детальных исследованиях полосы выходов беррисских отложений, перспективных в отношении целестинового оруденения, было выявлено Анжикойское месторождение стронция и Куштинское проявление. Общая протяженность обследованной полосы составляет около 40,5 км, остались не изученными в этом районе примерно 270 км выходов перспективных отложений того же возраста. Таким образом, и западная часть Дагестанского стронциеносного бассейна обладает определенными перспективами. Верхнеюрские — нижнемеловые отложения наиболее детально были изучены при проведении комплексной геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 в междуречье Каракойсу — Уллучай. В результате были получены новые данные как о геологическом строении района, так и о особенностях генезиса, условиях накопления и закономерностях размещения целестиновых руд. Проявления стронция, как отмечалось, приурочены к нижнемеловым отложениям (кулимеэрская свита), залегающим со стратиграфическим несогласием на верхнеюрских образованиях (хундемеэрская свита), представленных, в основном, доломитами и доломитизированными известняками с линзами кремней. И лишь на востоке описываемой территории, в районе проявлений Зури-Махи и Аймази, отложения кулимеэрской свиты залегают непосредственно на среднеюрских породах. Перекрываются отложения кулимеэрской свиты толщей пелитоморфных известняков турклитауской свиты валанжина. На участках, где породы кулимеэрской свиты отсутствуют, в основании этих известняков наблюдаются маломощные (до 2 м) прослой мергелей с линзообразными скоплениями мелкой окатанной гальки кварца. Для кулимеэрской свиты характерен довольно пестрый литологический состав пород: мергели, песчанистые известняки, доломиты, глины, алевролиты, песчаники с линзовидными телами гипса и целестина. В основании свиты часто наблюдаются карбонатные брекчии, реже — линзы конгломератов и конгломератобрекчий. Общая мощность ее подвержена значительным колебаниям и изменяется от 0 до 45 м.

По преобладанию тех или иных пород на описываемой площади можно выделить три типа разреза кулимеэрской свиты: терригенно-карбонатный, карбонатный и терригенный. Первый тип развит наиболее широко и имеет двучленное строение: нижняя часть преимущественно терригенная (брекчии, песчаники, глины), верхняя — карбонатная (главным образом песчанистые известняки). Карбонатный тип характеризуется преобладанием в разрезе доломитизированных известняков и доломитов, в незначительном количестве присутствуют песчаники и глины, с этим типом разреза ассоциируются гипсы и ангидриты. Терригенный тип разреза имеет значительно меньшее распространение и представлен, в основном, песчаниками и глинами, в меньшей степени мергелями. С терригенно-карбонатным и терригенным типами разреза связаны все проявления целестина, причем с первым типом — наиболее перспективные. Формирование отложений кулимеэрской свиты для каждого из типов разрезов проходило в разных палеофациальных условиях.

В кулимеэрское время в районе междуречья Каракойсу — Уллучай существовал мелководный морской бассейн, вытянутый в общекавказском направлении, в центральной части которого отмечаются поднятие и низменная суша или мелководье, часто осушавшееся. Это поднятие имело извилистые очертания, а окружавший его бассейн многочисленными барами разделялся на ряд мелких, более или менее изолированных лагун, в которых и происходило осад-

конакопление. В основном это были глины, мергели, доломиты, которые вблизи береговой линии сменяются алевролитами, а вблизи баров — и песчаниками, реже гравелитами. Местами отлагались своеобразные осадочные брекчии, состоящие из мелких (1,5—2,0 мм) остроугольных обломков известняков с небольшой примесью угловатых обломков известняков с небольшой примесью угловатых обломков кварца. При приближении к предполагаемой суше в этих брекчиях появляется слабоокатанная галька песчаных доломитизированных мергелей. В момент относительного общего поднятия территории единый бассейн многочисленными барами разделялся на ряд мелких лагун, усиливался снос обломочного материала и пресных вод с острова и окружающей суши. Вблизи береговой линии накапливался обломочный материал, перемежавшийся с известняками, возникшими в результате распреснения вод. В удалении от нее формируются доломиты с мелкозернистой терригенной примесью. Тектоническая активность, синхронная осадконакоплению, обусловила развитие в породах седиментационных брекчии. В период затишья создается обстановка, благоприятная для засоления, застоя и отложения целестина, ангидритов и гипсов. Последние играли важную роль в пространственном размещении скоплений целестина. Крупные линзы гипсов установлены в районе месторождения Синие Камни (Ханц-Кармахи) и проявления Аймази, мелкие линзы гипса — в районе проявлений Вицхи и Зури-Махи. Но наиболее значительные скопления гипсоносных отложений закартированы в северо-западной части района, где располагаются проявления Кулимеэр, Кора, Туркли, Куба, Бандакули.

На наиболее изученном проявлении Кулимеэр отчетливо наблюдается выклинивание рудной залежи на северо-западном его фланге, на контакте с гипсами, при одновременном сокращении мощности кулимеэрской свиты. В то же время в самих гипсах содержание стронция незначительно и равно примерно 0,4% (в отдельных случаях достигает 1%). На юго-восточном фланге целестин постепенно сменяется кальцитом, вначале с редкой вкрапленностью целестина, а потом и без видимого оруденения. Еще далее на юго-восток тело кальцита полностью выклинивается и весь разрез свиты представлен глинисто-карбонатной толщей. Сама целестиновая залежь имеет максимальную мощность в северо-западной части проявления, где она представлена почти сплошными целестиновыми рудами с высоким содержанием оксида стронция. Характер оруденения (массивные и полосчатые руды, иногда с реликтами первичных осадочных пород, выполнение пор, пустот и трещин) свидетельствует об его эпигенетической природе, что характерно для большинства проявлений целестина Дагестана. При эпигенетическом перераспределении стронция происходило выщелачивание его из пород подземными водами и осаждение в пределах ограниченных участков с образованием рудных залежей. Геохимическим барьером при этом служило главным образом наличие гипсов, располагающихся на том же стратиграфическом уровне, что и залежи целестина вблизи проявлений Кулимеэр, Аймази и др. Проведенные исследования не подтвердили существование предполагаемых региональных тектонических нарушений, в узлах пересечения которых размещались бы проявления целестина. По нашему мнению, разломная тектоника не оказывала существенного влияния на размещение стронциевого оруденения, а разрывные нарушения, устанавливаемые на отдельных проявлениях (например, Кулимеэр), малоамплитудные и скорее всего пострудные.

Геохимические особенности отложений кулимеэрской свиты характеризуются значительными колебаниями средних содержаний элементов по площади и, в целом, более высокими их значениями по сравнению с подстилающими и вышележащими породами, особенно стронция, концентрация которого на порядок выше. Последнее обстоятельство обусловлено скорее всего обогащением отложений кулимеэрской свиты в период осадконакопления. Характерно для свиты уменьшение содержаний стронция, бария, меди, свинца от глин к мергелям и резкое увеличение в брекчированных породах. На территории развития отложений свиты выделяются участки, где отношение среднего содержания стронция в рудовмещающем горизонте в точке к кларку его в карбонатных породах по К.Турекьяну (коэффициент концентрации) больше единицы (4—120), что, по нашему мнению, отвечает зонам привноса этого элемента при эпигенезе. Участки со значениями коэффициента концентрации меньше единицы являлись скорее всего зонами выноса. В этих же отложениях по методике, предложенной Ю.К.Бурковым, изучался ряд подвижности элементов. Установлен переход стронция, бария и марганца из подвижной фазы в безрудных сечениях в неподвижную при приближении к залежам целестина. Аналогичная ситуация наблюдается при переходе от зон выноса стронция к зонам его привноса. Так, в безрудных участках, а также в зонах выноса ряд подвижности выглядит следующим образом: (Ni, Co, Ga, V) → Ba → Cu → Mn → Sr. При приближении к зонам привноса стронций приоб-

ретает связь с барием и намечается его переход в связанное состояние — (Ni, Co, Cu, Ga, V) → (Sr, Ba) → Mn, на участках целестинового оруденения ряд подвижности приобретает вид: (Sr, Ba) → (Ni, Co, Cu, Ga) → Mn, V.

К КИММЕРИЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ РУДОГЕНЕЗА.

Черкашин В.И., Богуш И.А.

Институт геологии Дагестанский научный центр РАН

Аннотация

В работе рассматриваются новые представления о металлогении юрских комплексов Северного Кавказа, занимающих около 80% его территории. Обращается внимание на крупномасштабность и широкое площадное развитие стратиформного оруденения полиметаллов, свинца, цинка, золота, связанных с раннеальпийскими (киммерийскими) тектоническими движениями. Приводятся генетические модели четырех наиболее масштабных стратиформных проявлений (Подгорнинского рудного района, келловейского колчеданного пояса, медноколчеданного Кизил-Дере, Курушского золотоносного колчеданно-полиметаллического). Приведенные примеры генетических моделей охватывают оруденение киммерийской полосы Западного и Восточного Кавказа, по новому трактуя их генезис. В моделях указываются факторы и генетические особенности оруденения, используемые в качестве поисковых критериев.

Основные рудные богатства Большого Кавказа формировались в герцинскую и киммерийскую эпохи тектогенеза и рудогенеза. Широкое по площади и богатое оруденение (полиметаллы, медь, золото) представлено киммерийским рудообразованием в терригенных и магматических комплексах пород нижней и средней юры. Киммерийское оруденение распространено полосой по северным склонам Большого Кавказа и сосредоточено в металлогенических зонах Передового хребта, Южной, Самуро-Белореченской и Приводораздельной [14,17,22]. В настоящее время минерагенические построения на Кавказе базируются на обобщениях многолетних исследований геотектонического развития Кавказа (Баранов Г.И., Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л.) [17] и фундаментальной работе «Большой Кавказ в альпийскую эпоху» (Леонов Ю.Г., Ломизе М.Г., Демин Л.И., Копп М.Л., Короновский Н.В., Леонов М.Г., Леонов Ю.Г., Ломизе М.Г., Панов Д.И., Сомин М.Л., Гаврилов Ю.О.) [7]. Непосредственно рассмотрение процессов рудообразования киммерийских месторождений рассмотрено ранее, 60-70 годах прошлого столетия в трудах Твалчрелидзе Г.А. [14], Черницина В.Б. и Андрущука В.Л. [2, 22]. Несомненно, наблюдается пробел в разработках основ рудообразования киммерийских месторождений и достижениях отечественного современного развития литогенеза (Рундквист Д.В., Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Япаскурт О.В., Гаврилов Ю.О. и др.). Подобный разрыв объясняется главным образом отсутствием поисковых работ на Кавказе и, естественно, необходимости теоретических разработок и поисковых критериев новых рудных объектов.

Ряд существенных теоретических достижений и новых фактов, диктуют нам необходимость развития генетических моделей и поисковых критериев киммерийских руд Кавказа. Прежде всего, к этим предпосылкам относятся следующие:

1. Доказательство наличия эндогенного золота в Горном Дагестане Курбановым М.М.
2. Переоценка золотоносности полиметаллических месторождений Кавказа.
3. Доказательство гидротермально-осадочного генезиса крупнейшего на Северном Кавказе медноколчеданного месторождения Кизил-Дере.
4. Новые факты в области генезиса стратиформного рудообразования на Северном Кавказе [5,21].

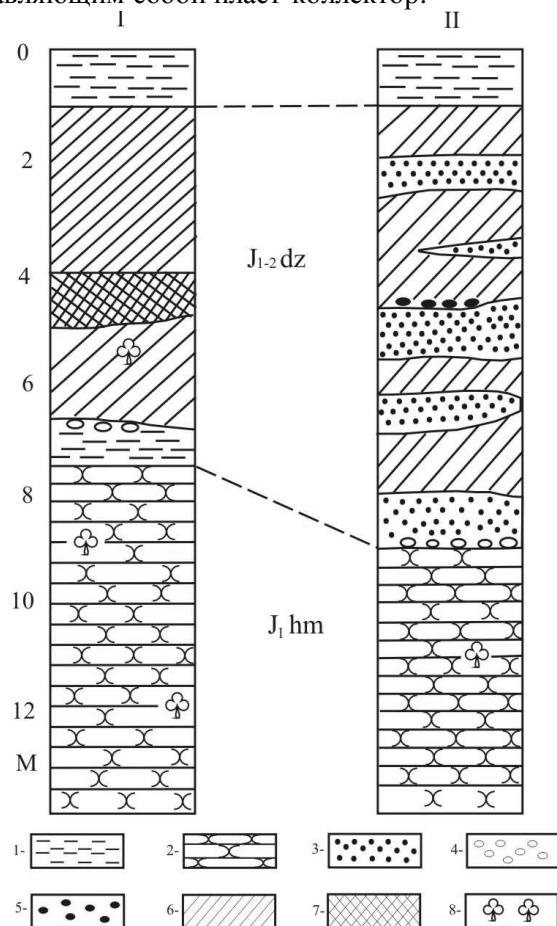
Развитие юрского осадочного бассейна представлено формированием ряда последующих формационных комплексов: терригенного (лейас), карбонатно-терригенного (доггер), карбонатного, карбонатно-эвапоритового (мальм). Геотектоническая история юрского бассейна Кавказа связана с северной окраиной океана Тетис и развитием киммерийских и позднеальпийских тектонических движений [3,4]. В конце аалена бассейн большого Кавказа завершает развитие рифтогенной пассивной окраины океана Тетис и переходит в тектонический режим активной континентальной окраины (байос-бат). Переходная эпоха характеризуется поднятием и интенсивной эрозионной деятельностью севернее Главного Кавказского разлома. Общее поднятие континентальной окраины в конце аалена, предбайосская складчатость, устойчивое горизонтальное сжатие Кавказской окраины [7,12,17], вызвало активизацию рудообразования. В пределах северных склонов Кавказа формирование осадочных толщ нижней и средней юры

сопровождалось развитием синседиментационных флюидоактивных магматических комплексов, представленных малыми интрузиями, вулканическими, субвулканическими и жильными фациями [14,17]. В постааленское время юрские толщи были прорваны дайковыми телами долеритов казбекского и кахетинского поясов. Наиболее масштабно киммерийский полиметаллический, золоторудный и медноколчеданный рудогенез проявился на Кавказе в осадочных и магматических комплексах ааленского возраста. Месторождения и рудопроявления разных минеральных и генетических типов в региональном плане ограничены узким возрастным интервалом и породами ааленского яруса.

На западном фланге полосы **полиметаллическая минерализация и оруденение аалена** широко представлены в долине р.Кубани.(Южная металлогеническая зона). В бортах долины реки известно площадное (110 км²) Подгорнинское рудопроявление аалена (рис. 1). Это рудопроявление по своим площадным масштабам и генетическим особенностям является наиболее перспективным полиметаллическим объектом на Западном Кавказе. По материалам В.Б Черницина [22,2] цинковая минерализация в 16 км полосе составляет в среднем 0,17%.

Рудовмещающая пачка грубозернистых песчаников по всей ее 6-метровой мощности интенсивно лимонитизирована за счет окисления рудных (галенит, пирит, сфалерит реже халькопирит) минералов. В центре разреза рудоносной минерализованной пачки отчетливо выделяется рудный слой гравелито-песчаников мощностью 0,6 м. с содержанием свинца до 1-5%, а цинка до 8%. За пределами рудного слоя свинцово-цинковая минерализация в 6-метровой пачке аалена развита постоянно в количествах 0,01-0,5%. В пользу гидротермального генезиса стратиформного полиметаллического оруденения свидетельствуют факты: 1 - неравномерный по площади характер оруденения, 2-структурно-текстурные особенности, 3 - развитие гидротермальных процессов, 4 - наличие гидротермального типа пирита.

Исследования висячего и лежащего бока рудоносного пласта песчаников позволили установить некоторые особенности контактов и внести коррективы в генетические позиции оруденения (рис 1). В висячем и лежащем боках залегают пласты водонепроницаемых глин. В северном и западном направлениях продуктивный пласт прорван жильными магматическими телами андезитов, андезито-дацитов, базальтов. Уникальность генетической позиции Подгорнинского рудного района заключается в контроле наложенного гидротермального оруденения базальным горизонтом, представляющим собой пласт-коллектор.



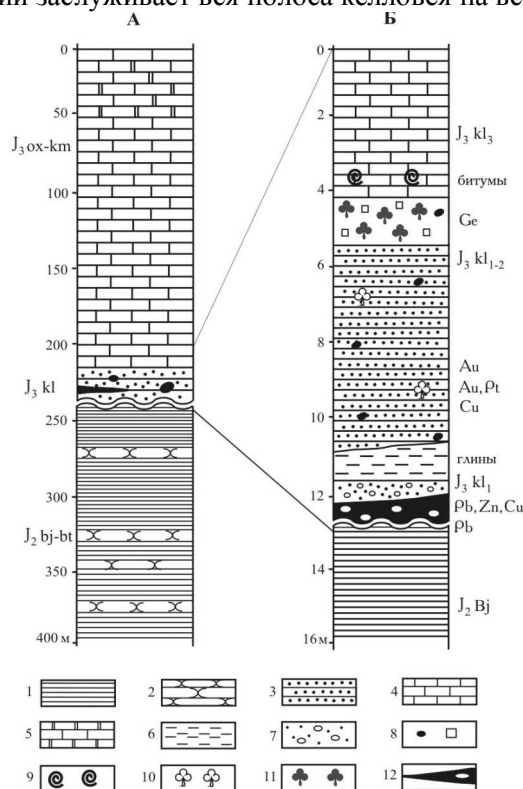
Условные обозначения: 1 – глины; 2 – песчаники; 3 – песчаники с рудной минерализацией; 4 – конгломераты; 5 – пирит-марказитовые конкреции; 6 – рудоносные песчаники; 7 – оруденение в песчаниках; 8 – остатки флоры.

Рис 1. Разрезы рудоносной пачки-коллектора аалена в левом (I, Подгорнинское рудопроявление) и правом (II) борту долины р.Кубани в районе аулов Кумыш и Сары-Тюз.

Келловейский колчеданный пояс относится к наиболее крупным, площадным региональным проявлением стратиформного рудогенеза юрских терригенно-карбонатных толщ. Продуктивный келловейский уровень вытянут на протяжении 870 км от бассейна р. Белой на западе до верховий р.Уллучай на востоке. Келловейские отложения обнажаются в основании эскарпа верхнеюрских пород Скалистого хребта Большого Кавказа и входит в комплекс образований одноименной минерагенической зоны [5]. В качестве примера генетической модели можно привести оруденение и разрез келловея по реке Кубани (рис. 2).

Пачка терригенно-карбонатных пород келловейского яруса трансгрессивно, без тектонических осложнений, залегает на размытой поверхности мощных толщ глинистых комплексов нижней и средней юры. Мощность базальной пачки достигает 130-140 м, а непосредственно сульфидоносной ее части 6-13 метров. Кровлю слагает мощная толща доломитизированных известняков мальма (оксфорд, киммеридж). Детальные разрезы по всей полосе, с сопутствующей колчеданной минерализацией, приведены в работе авторов [2]. Обращается внимание на повсеместное присутствие в лежащем боку продуктивной келловейской толщи водонепроницаемых глинистых и глинисто-алевритовых пород, а в породах кровли доломитизированных известняковых толщ. По своей функции келловейский базальный горизонт представляет собой пласт - коллектор, регионально ограниченный покровкой только со стороны лежащего бока. Стратифицированное положение колчеданных тел, фоссилезационные органогенные текстуры и структуры, присутствие фрамбоидального пирита, изотопный состав серы [3,5] и др. свидетельствуют в пользу их аутигенного диа- и катагенетического происхождения. Терригенная составляющая келловейского базального горизонта по р.Кубани (х.Важный) содержит золото. В бассейне р.Малки в келловее присутствует переотложенные железные руды Малкинского железорудного месторождения. По реке Ардону в келловее наблюдаются сидеритовые железные руды, а в Лабинском районе встречены битуминозные доломиты.

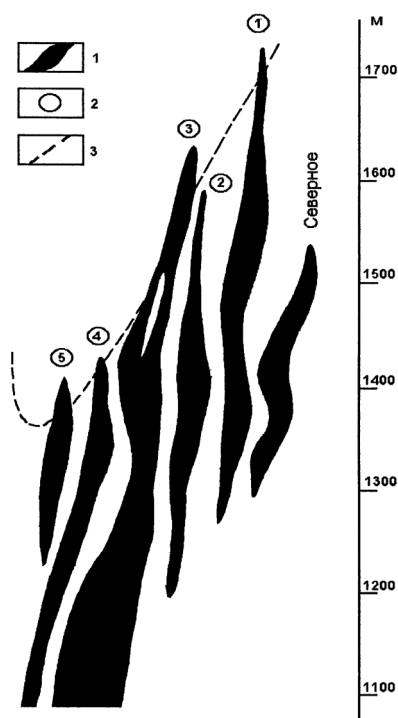
Келловейские сульфидоносные осадочные терригенные комплексы наряду с проявлениями стратиформного оруденения свинца, цинка и меди являются региональным геохимическим барьером на пути посткелловейских, наложенных проявлений флюидоактивной деятельности, сопровождающей магматические комплексы малых интрузий, даек и субвулканических тел. Металлогенической ревизии заслуживает вся полоса келловея на всем протяжении.



Условные обозначения: 1 –глинистые сланцы; 2 –гравелиты и грубозернистые песчаники; 3 -песчаники; 4 – известняки; 5 –доломитизированные известняки, доломиты; 6 –глины; 7 –конгломераты; 8 – рудокласты, вкрапленность и конкреции пирит-марказитового состава; 9 –остатки крупной фауны; 10-растительный детрит; 11 –интенсивно пиритизированный растительный детрит; 12 –мегаконкреции и горизонты сульфидизации.

Рис.2. Литолого-стратиграфический разрез контакта верхней и средней юры (рис.1 А) и келловейской металлоносной трансгрессивной фазы (рис. 1 Б).

Медноколчеданное месторождение Кизил-Дере - самый крупный рудный объект Кавказа залегает в мощной толще черных сланцев лейас-ааленской аспидной формации Горного Дагестана [1,2,4,10,15,16,18,19,20]. В Приводораздельной металлогенической зоне месторождение тяготеет к юго-западному борту регионального Ахтычайского разлома, относящегося к проходящим конседиментационным долгоживущим структурам. Левобережная и Правобережная рудные залежи локализованы в плоскости единой линейной субвертикальной структуры, приближенно совпадающей с осевой плоскостью пострудной синклинали складки. Рудные залежи представляют собой пакеты сближенных параллельных, иногда соприкасающихся и расщепляющихся уплощенно-линзовидных рудных тел, разделенных пластинчатыми блоками слабо минерализованных сланцев (рис.3).



1 - руды; 2 - номера рудных тел; 3 - кровля рудовмещающей пачки алевроито-глинистых пород.

Рис. 3. Поперечный разрез Левобережной залежи.

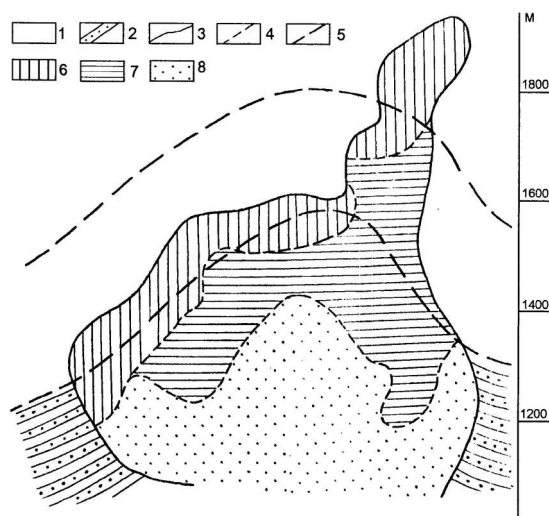
Форма отдельных рудных тел в продольной проекции линзовидная в основании с трубообразными вертикальными ответвлениями в верхней части залежи (рис.4). Рудные тела занимают секущее субперпендикулярное положение относительно слоистости рудовмещающих сланцев. В генетическом отношении руды представлены полным набором производных полигенного гидротермально-осадочного рудогенеза [4], т.е. рудами: 1 – гидротермально - осадочными; 2 - автотермально-метасоматическими (комбинированными); 3 – гидротермально - метасоматическими. Первые два типа слагают основные рудные тела обеих залежей. Гидротермально-метасоматические руды и непромышленные синрудные метасоматиты распространены в нижних корневых частях залежей и сопровождают участками секущие контакты линзовидных тел сплошных руд.

Для рудных тел месторождения Кизил-Дере специфичны внутрирудные блоки в различной степени сульфидизированных вмещающих сланцев.

Генетическая модель месторождения Кизил-Дере. При генетической оценке оруденения все исследователи сталкиваются с рядом неоспоримых фактов альтернативно подтверждающих позиции как гидротермально-осадочного, так и гидротермально-метасоматического рудогенеза. В вертикальной плоскости закономерно сочетаются в залежах Кизил-Дере все генетические разновидности руд, типоморфные для гидротермально-осадочных месторождений (руды

гидротермально-осадочные, автобластические-комбинированные, гидротермально - метасоматические). Такое сочетание отражает универсальную для колчеданных месторождений вертикальную зональность [4]. Столь же характерно для гидротермально-осадочных месторождений наличием четко выраженной корневой зоны сульфидизированных метасоматитов и прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических руд в основании субвертикальных залежей (рис. 4). С другой стороны, главным аргументом метасоматической природы рудных тел Кизил-Дере является секущее вертикальное положение столбообразных плоских рудных тел относительно слоистости рудовмещающих осадочных пород и приуроченность к синрудному разлому. Основные противоречия суммируются с одной стороны в текстурные, структурные, минералогические, геохимические признаки рудного седиментогенеза, с другой - наличие секущее положение и вертикальная зональность плоских линзовидных и трубообразных рудных тел. Отмеченные противоречия могут быть устранены в свете новых данных и разработок теории гидротермально-осадочного синхронно-полигенного рудогенеза [4] и новых публикаций о "черных курильщиках" рифтогенных зон [13,24,25,26] (Лисицин и др., 1989, 1992; Koski *et al.*, 1985; Scott, 1983; Ziereberg, 1986).

Морфология гидротермально-осадочных колчеданных тел и взаимоотношения их контактов с элементами стратификации рудовмещающих пород, как это впервые показал А.Г.Жабин [9], во многом зависят от соотношении скоростей рудного седиментогенеза и осадконакопления вмещающих пород. В сланцевых колчеданоносных рифтовых зонах при лавинной седиментации терригенного материала и близкой к ней скорости роста сульфидных построек, рудные тела могут развиваться вверх по вертикали, имея псевдосекущие относительно элементов стратификации контакты прилегания. Набор фактов, изложенных выше, позволяет предположить новую модель рудогенеза месторождения Кизил-Дере, руды которого образовались на дне черносланцевого бассейна. В долгоживущей синседиментационной региональной тектонической зоне Главного Кавказского разлома функционировала система параллельных оближенных рудных каналов, давшим начало Левобережной и Правобережной залежам.



1 - глинистые сланцы; 2 - алевроито-глинистые породы; 3 - 5 - контуры: 3 - рудного тела; 4 - типов руд; 5 - проекций стратиграфических уровней литологических разностей пород; 6 - 8 - руды: 6 - сплошные гидротермально-осадочные пирит-сфалеритовые; 7 - сплошные пирит-халькопиритовые автобластические; 8 - халькопирит-пирротиновые и халькопирит-пирит-пирротиновые прожилково-вкрапленные метасоматические.

Рис.4. Минеральная и текстурно-структурная зональность продольной вертикальной проекции рудного тела №3 Левобережной залежи.

В пределах каждого канала непосредственно над несколькими трещинными выходами высокотемпературных (180-350°C) гидротермальных флюидов формировались гидротермально-осадочным путем рудные, преимущественно пиритные постройки. Каждое рудное тело формировалось и росло вверх по вертикали непосредственно в месте выхода на дно бассейна линейной трещины рудогенного канала. Рост параллельного пучка гидротермальных построек по темпам несколько опережал лавинные скорости седиментации вмещающих пелитово-алевритовых осадков, поэтому уплощенные колчеданные трубы постоянно возвышались над дном бассейна. Вертикальный рост рудных тел протекал на фоне компенсационного накопления осадков в прогибающемся бассейне. Высокая лавинная скорость седиментации рудовме-

шающих осадков и роста сульфидных трубообразных построек явились причиной "секущего" положения рудных тел и слабого разноса рудного вещества по латерали. Высокая скорость роста рудных построек подтверждается отсутствием в рудах синседиментационных гальмиролизных оксидных форм железа, обычных для неактивных отмирающих гидротермальных построек. Плоские вертикальные сульфидные постройки соприкасались друг с другом и росли прерывисто-непрерывным режиме. Одновременно, параллельно с рудным седиментогенезом и кристаллизацией из гидротерм, протекал окологрудный метасоматоз в корневой зоне и в экзоконтактах тел сплошных руд, результатом которого явилось формирование сульфидизированных кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых окологрудных минеральных ассоциаций.

Предлагаемая модель и механизм гидротермально-осадочного процесса применительно к месторождению Кизил-Дере, по аналогии с "черными курильщиками" Калифорнийского залива, по А.П.Лисицину с соавторами [13], полностью объясняют псевдосекущее вертикальное положение гидротермально-осадочных рудных тел и залежей.

Предложенная генетическая модель лавинного седиментогенеза рудовмещающих сланцев и опережающего роста сульфидных построек объединяет все факты, ранее дискуссионные, генетически альтернативно интерпретированные на месторождении Кизил-Дере. Модель демонстрирует одну из форм проявления гидротермально-осадочного рудогенеза, специфичную для колчеданосных черносланцевых формаций.

Результаты проведенных нами исследований и анализ ранее выполненных работ показывают, что основными металлогенетическими признаками и критериями типизации рудопроявлений Горного Дагестана являются: 1) геотектоническая позиция оруденения в комплексе осадочных и магматических пород аспидной формации юрского возраста; 2) приуроченность оруденения к определенным литологическим типам пород; 3) возраст оруденения; 4) интенсивность и сочетание гидротермально-осадочных, метасоматических и наложенных метаморфических процессов, сопровождающих оруденения; 5) морфоструктурные особенности рудных тел.

Геотектонические позиции оруденения Кизил-Деринского типа характеризуется его приуроченностью к региональным разломам в переходной зоне между наиболее глубокопогруженными участками эвгеосинклинального трога (рифта), развивавшегося в раннеюрское время на юге-юго-западе территории и относительно приподнятыми, более стабильными "блоками" рифтогенной области на севере - северо-востоке.

Наиболее эффективны эти критерии при локальном прогнозировании скрытого оруденения по прямым и косвенным признакам. Каждое колчедано-проявление сланцевой полосы, независимо от его масштаба (рудопроявление, зона или точка минерализации), необходимо оценивать и разбраковывать на предмет возможности обнаружения промышленных объектов. Оценка колчеданопроявлений и точек рудной минерализации осуществляется путем сравнения основных рудных и минералогических показателей и типового эталонного объекта (месторождение Кизил-Дере). В качестве оценочных индикаторных показателей выступают типоморфные показатели руд и минералов месторождения Кизил-Дере текстурные, структурные, кристалломорфологические, анатомические, минеральные, минералофизические, геохимические.

Наиболее эффективны эти критерии при локальном прогнозировании скрытого оруденения по прямым и косвенным признакам. Каждое колчедано-проявление сланцевой полосы, независимо от его масштаба (рудопроявление, зона или точка минерализации), необходимо оценивать и разбраковывать на предмет возможности обнаружения промышленных объектов. Оценка колчеданопроявлений осуществляется путем сравнения основных рудных и минералогических показателей типового эталонного объекта (месторождение Кизил-Дере) и каждого выявленного колчеданопроявления. В качестве оценочных индикаторных показателей выступают типоморфные показатели руд и минералов месторождения Кизил-Дере текстурные, структурные, кристалломорфологические, анатомические, минеральные, минералофизические, геохимические.

В.И.Черкашиным [21] в бассейне р. Самур (Горный Дагестан) выделен верхнее тоар - нижне ааленский рудоносный уровень с колчеданно-полиметаллическим гидротермально-осадочным оруденением, а также разработана генетическая модель полиметаллического оруденения Дагестана на примере Курушского рудного поля (рис. 5). С этим же оруденением М.М.Курбанов связывает в Куруш-Мазинском рудном узле, впервые доказанную им, золотосодержащую черносланцевых комплексов Дагестана.

Таким образом, на территории рудного поля вырисовывается многоярусная интрузивно-вулканогенная → гидротермально-метасоматическая → гидротермально-осадочная → интрузивно-

живная → жильная гидротермальная деятельность. Наибольшая перспективность на промышленное полиметаллическое оруденение связывается с гидротермально-осадочным и гидротермально-метасоматическим этапами. С последним этапом связано золото. При рассмотрении поисковых критериев оруденения Курушского типа В.И. Черкашин [6,21] обращает внимание на роль сульфидных синрудных рудокласт, по которым следует выделять и проследивать по латерали первичное промышленное оруденение.

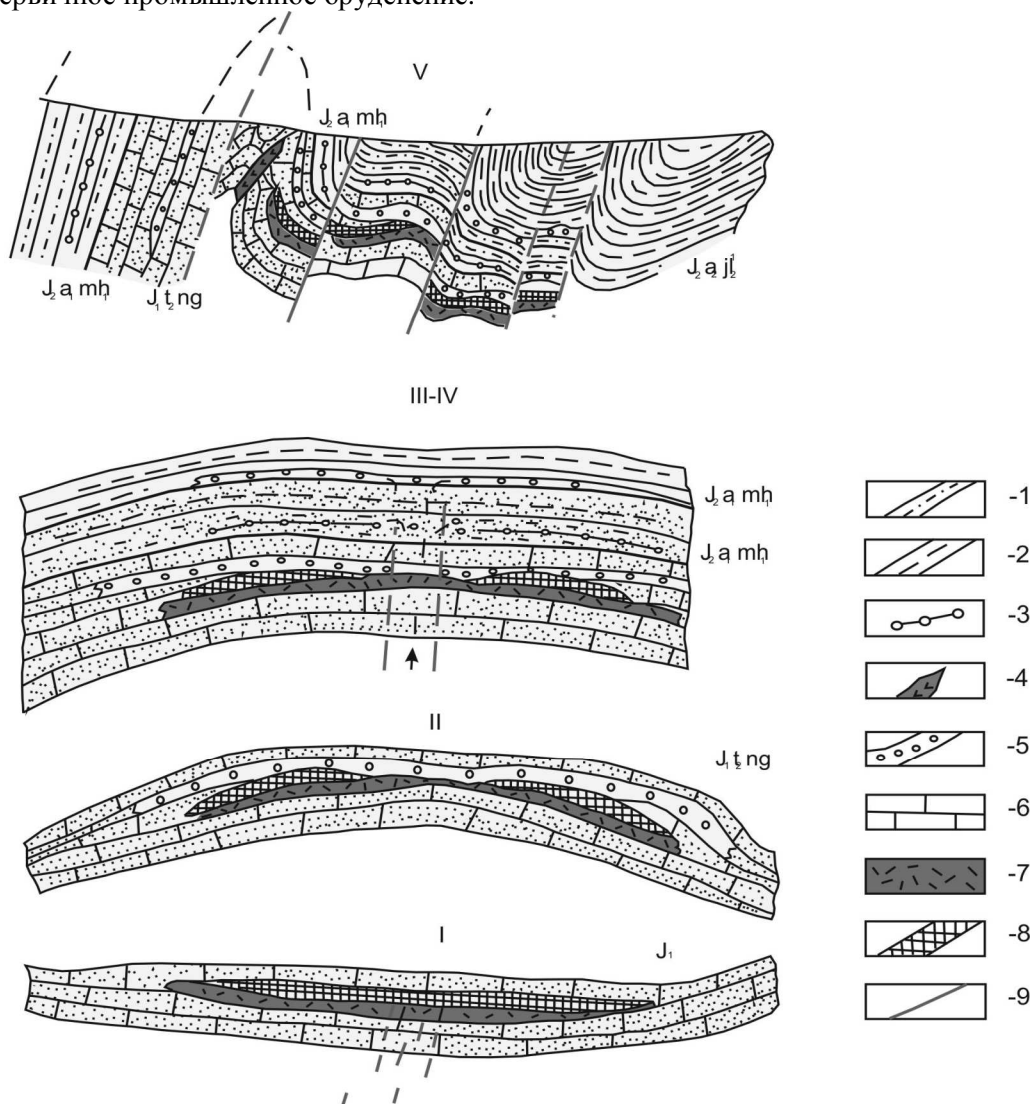


Рис. 5. Схема формирования литологических горизонтов с сульфидно минерализацией Курушского рудного поля.

1-аргиллиты; 2-песчанистые аргиллиты; 3-конкреционный горизонт с сульфидными септариями; 4-дайка диабазов; 5-конгломераты; 6-карбонатно-терригенные породы; 7-предполагаемая эффузивно-осадочная толща; 8-предполагаемая рудная залежь; 9-разломы;

10-*J₁ajl* верхнеахлакская подсвита; 11-*J₁ah* михрекская свита; 12- *J₁ng* ногабская свита;

I - формирование колчеданно-полиметаллических руд в карбонатно-терригенных породах.

II - воздымание территории, образование конгломератов с рудными обломками за счет размыва рудной залежи.

III - погружение территории, образование конкреций с сульфидами полиметаллов.

IV - образование полиметаллического гидротермально-осадочного оруденения в аалене, перерыв в осадконакоплении, образование конгломератов с галькой карбонатно-терригенных пород с сульфидами полиметаллов, гидротермальных метасоматитов.

V - формирование складчатости, сопряженных с ней тектонических нарушений, внедрением даек основных пород и образование жильной кварц-карбонат-полиметаллической минерализации.

Анализируя материалы различной генетической типизации киммерийского оруденения можно выделить следующие общие закономерности и генетические особенности стратиформного оруденения Кавказа:

1. Киммерийское медное, колчеданное полиметаллические, золото-полиметаллическое оруденение приурочено к узкому единому стратиграфическому и возрастному уровню верхний тоар – нижний аален. Этот возраст имеют месторождения: полиметаллов Садонской группы, медноколчеданное месторождение Кизил-Дере, золоторудные месторождения Безенгийского

района Кабардино-Балкарии и многочисленные рудопроявления Горного Дагестана. Единый стратиграфический и возрастной уровень объединяет генетически разнообразные рудопроявления литологического, гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного генезиса.

2. В геотектоническом отношении стратиграфический уровень киммерийского рудогенеза Кавказа связан с раннеальпийским рифтогенезом, с этапом перехода от пассивной континентальной окраины к активной континентальной окраине. Этот этап сопровождался предбайосской складчатостью.

3. Рудоносная полоса полиметаллического и золоторудного оруденения прослеживается севернее Главного Кавказского разлома, висячем боку разлома круто падающего на север. Стратиформное и гидротермальное оруденение непосредственно связано с поясом даек долеритов и комплексом малых интрузивных и субвулканическими магматическими телами.

4. Медноколчеданное оруденение черносланцевых тощ непосредственно связано с наиболее крупными нарушениями Главного Кавказского разлома (Ахтычайский разлом).

5. В киммерийском оруденении Кавказа отчетливо проявляется сочетание литологических и тектоно-магматических факторов рудообразования и сложный генетический спектр месторождений.

Заключение.

К литологическим факторам относятся базальные терригенные толщи конгломератов, гравелитов и песчаников, являющимися пластами коллекторами содержащими захороненными рудные элементы – продукты размыва рудопроявлений [5,6]. Особенно благоприятные предпосылки промышленного оруденения проявляются в пластах-коллекторах, ограниченных висячем и лежащем боках породами покрывками, как это видно в Подгорнинском рудном поле.

В обстановке теплого аридного климата в юрских осадочных толщах накапливается и захороняется большое количество растительного и животного органического вещества. В сочетании с захороненными оксидами железа путем сульфатредукции при диагенезе из этого материала образуются региональные стратифицированные скопления сульфидов (пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит). Эти литологические и геохимические факторы (геохимические барьеры и ловушки) проявляются при наложении на терригенные комплексы син- и постседиментационных флюидов и гидротерм, связанных с малыми интрузиями, дайками и вулканическими комплексами киммерийской и позднеальпийской складчатости. Примером рудогенеза служит пояс полиметаллических золотоносных проявлений Южной, Самур-Белореченской и Приводораздельной металлогенических зон. Такой механизм рудоотложения наглядно иллюстрируется келловейским колчеданным поясом [3,5,6].

Литература

1. Андреев Ю.П., Бессонова И.И., Савин С.В., Черницин В.Б. Медно-пирротиновые месторождения Кизил-Дере // Геология рудных месторождений. 1970. № 5. С 16-32.
2. Андрущук В.Л., Рубцов Н.Ф., Савин С.В. Месторождение Кизил-Дере в горном Дагестане // Разведка и охрана недр. М. 1967. №5. С 10-141.
3. Богущ И.А., Рабинович А.Л., Веселовский Н.В. Генетические особенности и изотопный состав серы сульфидов келловейского яруса Северного Кавказа // Доклады Академии наук СССР 1972. Том 205, № 2. – С. 414-417.
4. Богущ И.А., Курбанов М.М., Труфанов В.Н., Рылов В.Г. Субмаринные сульфидные постройки медноколчеданного месторождения Кизил-Дере. / Отечественная геология. № 2, 2007. – С 61-66
5. Богущ И.А., Черкашин В.И. Новый тип колчеданного оруденения на Северном Кавказе / Геодинамические и генетические модели рудных месторождений: Сборник научных статей / Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2007. – С. 55-63
6. Богущ И.А., Черкашин В.И. Литолого-стратиграфический фазовый метод прогноза и поисков стратиформных месторождений // Геология и нефтеносность Юга России. Дагестанский научный центр РАН. Институт геологии. Сб. науч. тр. Вып 52. Махачкала 2008. – С. 26-28
7. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г.Леонова/. – М.: ГЕОС. 2007. – 368 с.
8. Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция вещества и ее роль в формировании геохимических аномалий и рудогенезе // Материалы 5-го Всероссийского металлогенического совещания. Екатеринбург 2008.
9. Жабин А.Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С 51-69.
10. Жабин А.Г., Рябова Т.В. Гетерогенное медноколчеданное месторождение Кизил-Дере в Дагестане // Геология рудных месторождений. 1971. № 6. С. 39-45

11. Курбанов М.М., Резников Н.В. Зональность рудных тел и генезис колчеданного месторождения Кизил-Дере // Советская геология. 1978. № 9. С 80-94.
12. Леонов Ю.Г. Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху // Под ред. Ю.Г.Леонова. -М.: ГЕОС, 2007. – С. 317-337.
13. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Подражайский А.М. "Черные курильщики" Калифорнийского залива // Известия АН СССР. Сер. геология. 1989. № 5. С 3-18.
14. Металлогеническая карта Кавказа, Крыма и Карпат. Редакторы: Твалчрелидзе Г.А., Джанелидзе Т.В. Авторы: Р.Г.Кофман, Носов А.А., Носова Е.В., Науменко В.В. и др. Мингео СССР, КИМС. 1985.
15. Осетров О.А., Безбородов Р.С., Слюняев А.А., Фесенко Г.С. Геология и условия локализации рудных тел медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане // Известия вузов. Геология и разведка. 1973. №4. С . 62-69.
16. Полицук И.Б., Слюняев А.А. Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане // Известия вузов. Геология и разведка. 1970. № 6. С 86-93.
17. Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л. Геология и минерагения Северного Кавказа / Региональная геология и металлогения. № 25. 2005. С.-Петербург. Изд-во ВСЕГЕИ. –С. 27-38
18. Резников Н.К., Курбанов М.М. Зональность рудных тел и генезис колчеданных месторождений Кизил-Дере // Советская геология. 1978. № 9. С 80-93.
19. Романов Н.Т. Роль Главного Кавказского разлома в геологической истории месторождения Кизил-Дере // Докл. АН СССР. Сер. геология. 1985. Т. 284. № 3. С 679-682.
20. Смирнов В.И. Соотношения осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа // Докл. АН СССР. Сер. геология. 1967. Т. 177. № 1. С. 179-182
21. Черкашин В.И., Мацапулин В.У. Минералого-геохимические особенности рудных образований и металлогения Восточного Кавказа. Махачкала. 2009. – 276 с.
22. Черницын В.Б., Андрущук В.Л., Рубцов Н.Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. Изд-во «Недра». 1971. –С. 208.
23. Япаскурт О.В. Основы учения о литогенезе. Учебное пособие.–М.: Изд-во Моск. Ун-та. 2005. -379 с.
24. Koski R.A., Lonsdale P.F., Shanks W.C., Berndt M.E., Howe S.S. Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res., 1985, B90, №8, 6695-6707 .
25. Scott S.D. Basalt and sedimentally hosted seafloor polymetallic sulfide deposits and their ancient analogues // Proc. OSEANS` 83, San Francisco, 29 Aug.- 1 Sept., 1983. Vol. 2. New York, N.Y., 1983, 818-824.
26. Zierenberg R. The formation of massive sulfide at 21° N, East Pacific Rise // J. Geochem. Explor. 1986. 25. № 1-2. 250.

РАСШИРЕНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СТРОИТЕЛЬНЫХ ПЕСКОВ, МОРСКОЙ РАКУШКИ И ПИЛЬНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ В РЕСПУБЛИКЕ ДАГЕСТАН

*Юрченко С.А.
ГУП РЦ “Дагестангеомониторинг”*

Создание существующей минерально-сырьевой базы нерудных материалов Дагестана относится к 70 - 80-м годам прошлого столетия.

Одними из основных интенсивно разрабатываемых видов сырья в последние годы являются строительные пески, пильные известняки и морская ракушка для подкормки птиц, основная часть месторождений которых расположена в прибрежной зоне Каспийского моря, в пределах рекреационной зоны.

Объемы добычи на некоторых участках превысили имеющиеся запасы разведанных месторождений, при этом на отработанных карьерах, в основном, не проводились мероприятия по рекультивации, разработка велась уже ниже уровня грунтовых вод, что привело к заболачиванию территории, а не закрепленные растительностью песчаные ландшафты подверглись процессам ветровой эрозии, что резко ухудшило экологическую обстановку на Каспийском побережье. В связи с этим, Правительство РД издало Постановление № 137 от 27 июня 2001г. “О мерах по прекращению разработки карьеров песка, пильного камня и кормовой ракушки в рекреационной зоне побережья Каспийского моря”.

Для упорядочения добычи строительных материалов в прибрежной зоне и разработки мероприятий по восстановлению природной среды Правительство РД 2 ноября 2001г. издало Постановление № 235 “О состоянии карьеров и деятельности по разработке песка, кормовой

ракушки и пильного камня в рекреационной зоне побережья Каспийского моря”. В результате закрытия большинства карьеров и ограничения добычи на оставшихся, в Республике образовался острый дефицит таких видов нерудного сырья как строительные пески и морская ракушка для подкормки птицы. В ближайшие годы возникнет дефицит в известняках, пригодных для производства пильного стенового камня. Для снятия наметившегося дефицита Министерство природных ресурсов и экологии РД инициировало проведение геологоразведочных работ с целью выявления новых месторождений строительных материалов и кормовой ракушки в равнинной и предгорной частях Дагестана за пределами рекреационной зоны, взамен разрабатываемых в настоящее время в прибрежной зоне Каспийского моря.

Поисковые работы по заказу Министерства природных ресурсов и экологии РД; Госконтракт № ОК-1/01 от 07.04.2008г. проведены в 2008 – 2010гг. ГУП РЦ “Дагестангеомониторинг” на строительные пески и морскую ракушку в полосе распространения новокаспийских морских отложений в Северной части Дагестана (Кизлярский, Тарумовский и Бабаюртовский районы) и на флангах разведанных ранее месторождений в Приморской зоне (Каякентский и Дербентский районы), а также доизучены месторождения и проявления формовочных, стекольных и силикатных песков, приуроченных к кварцевым песчаникам неогена в Предгорной зоне и современным золотым образованиям (Кизилюртовский, Карабудахкентский, Буйнакский, Кайтагский и Дербентский районы).

Для расширения ресурсной базы известняков для производства пильных стеновых блоков работы выполнены в Дербентском, Акушинском, Левашинском, Каякентском, Сергокалинском, Хивском, Табасаранском, Сулейман-Стальском районах, в пределах развития неогеновых верхнесарматских и акчагыльских отложений, хазарских четвертичных и меловых отложений.

В процессе проведения поисковых работ проводилось изучение геологического и литолого-стратиграфического строения участков, вещественного состава и качественных характеристик полезной толщи, условия залегания полезного ископаемого, морфометрических параметров вскрышных пород и полезной толщи.

Из 25 опоискованных участков наиболее перспективными для оценки запасов дефицитных строительных материалов были признаны 13, в т.ч.

- по морской ракушке – Старобирюзьякский, Ново-Каякентский;
- по строительным пескам – Кизилюртовский, Параульский, Сулакский, Каякентский, Берикейский, Маллакентский;
- по пильным известнякам – Акушинский, Левашинский, Сергокалинский, Табасаранский, Хивский.

1. *Старобирюзьякский* участок - запасы ракушечного детрита оценены на площади 7,0 км², при средней мощности полезной толщи 1,5 м в количестве 10,5 млн.м³. при этом необходимо отметить, что ракушечный детрит, вследствие несоответствия ГОСТу по зерновому составу, требует обогащения (отсев и дробление). Песок Старобирюзьякского участка может использоваться в естественном виде для приготовления тяжелого бетона, а более мелкие разности для приготовления штукатурных растворов (15 млн.м³).

2. Прирост запасов ракушечного детрита на *Ново-Каякентском* участке оценен на северо-восточном фланге ранее разведанного Ново-Каякентского месторождения в количестве 600 тыс.м³.

3. Пески *Кизилюртовского* участка пригодны в качестве мелкого заполнителя для тяжелых бетонов и приготовления кладочных растворов. Их запасы оцениваются в 1,5 млн.м³.

4. Кварцевые пески *Параульского* участка по зерновому составу не отвечают требованиям ГОСТа для приготовления бетонов и без обогащения могут использоваться только для штукатурных растворов. Запасы составляют 5,9 млн.м³.

5. *Сулакский* участок (включая Аграханский полуостров), пески пригодны только для штукатурных растворов. Для применения в качестве кладочных и бетонных растворов пригодны только после обогащения (введение укрупняющей добавки). При средней мощности полезной толщи 5 м запасы составляют 25 млн.м³.

6. На *Каякентском* и *Берикейском* участках оценены запасы строительных песков, отвечающих требованиям ГОСТ в количестве 3 млн.м³.

7. На *Маллакентском* участке запасы строительных песков, пригодных по ГОСТу для приготовления штукатурных и кладочных растворов, составили 200 тыс.м³.

8. Запасы пильных известняков на изученных участках составили: на *Акушинском* – 250 тыс.м³, *Левашинском* – 500 тыс.м³, *Сергокалинском* – 1,0 млн.м³, *Табасаранском* – 500 тыс.м³ и *Хивском* – 450 тыс.м³.

Оцененные запасы при их освоении позволят сократить сложившийся дефицит в минерально-сырьевой базе строительных материалов Республики и сыграют значительную роль в развитии экономики Дагестана и в реализации национальных проектов по развитию сельского хозяйства, жилищного и промышленного строительства, а также курортной отрасли.

ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ И БЕЗОПАСНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЮЖНО-ДАГЕСТАНСКОГО ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА НА ОСНОВЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИЗИЛ-ДЕРЕ

ЮСУФОВ Р.Д.

ДАГЕСТАННЕДРА

Площадь дагестанской части альпийской металлогенической зоны Большого Кавказа, перспективная на цветные и благородные металлы, составляет около 8 тыс. км². В течение длительного времени большое внимание уделялось изучению в Горном Дагестане многочисленных проявлений полиметаллических жильных руд. В 1928-1947 гг. были выявлены или обследованы около 150 проявлений, из которых около 30 были признаны заслуживающими дальнейшего изучения. С 1952 по 1955 гг. на ряде объектов проводились поисково-разведочные работы, не получившие окончательной геолого-экономической оценки. В 1964-1965 гг. проводились поисковые и поисково-оценочные работы в целом ряде участков и в том числе - на Курушском. В связи с ограниченными масштабами оруденения в каждом из изучаемых рудопроявлений, отсутствием необходимой инфраструктуры поисковые и разведочные работы на жильное полиметаллическое оруденение в начале 70-х годов были прекращены. Выявленные около 400 проявлений полиметаллических руд в пределах Аварского, Физичайского, Верхне-Самурского, Ахтычайского рудных районов сгруппированы в 26 полей минерализации. Какие-либо обобщающие работы по значимости полиметаллического оруденения, как и его геолого-экономической оценке не были проведены.

Значительный объем работ тяжелого типа выполнен при геологоразведочных работах на медно-колчеданном месторождении Кизил-Дере, его флангах, Кизил-Деринском и Фийском рудных полях. Сосредоточение работ на детальной разведке месторождения Кизил-Дере обусловило весьма низкую поисковую изученность региона. Эти работы завершены в 1984 г. при затратах около 20 млн. руб. Балансовые запасы по промышленным категориям составляют меди 1167,4 тыс. т. и цинка – 84,4 тыс. т. В качестве попутных компонентов в рудах содержатся золото, серебро, кобальт, селен, кадмий, индий.

Важнейшей задачей программы оценки перспектив расширения сырьевой базы цветных и благородных металлов в Дагестане на ближайшие годы является проведение поисковых и поисково-оценочных работ в других рудных полях (например, Диндичай-Аттагайское рудное поле площадью 160 км², которое обнаруживает весьма большое сходство с Кизил-Деринским рудным полем). В Горном Дагестане выделены потенциально перспективные на коренное золото Мачхолорский, Самурский, Курушский рудные узлы и Ахтычайский рудный район. Однако в силу ограниченности информации о качественной характеристике оруденения при оценке прогнозных ресурсов золота по Северному Кавказу эти металлогенические единицы не учтены. Практически все данные о золотоносности Горного Дагестана получены попутно при разрозненных поисковых и разведочных работах на цветные металлы (медь, свинец и цинк). Фрагментарность этих работ и низкая поисковая изученность территории обусловили отсутствие достоверных оценок о промышленном потенциале коренного золота.

Хотя известные данные относятся к 50 – 80 гг. прошлого столетия, большого значения им не придавалось, так как перспективы золотоносности Северного Кавказа оценивались достаточно низко. Оценки перспектив в последние годы, особенно по результатам работ по «Локализации и оценке ресурсов рудного золота на Северном Кавказе», существенно изменились, в связи с чем, известные признаки золотоносности Горного Дагестана приобретают достаточную весомость. Дальнейшая стратегия работ на цветные и благородные металлы в республике будет определяться принятием решения об освоения новой рудной провинции цветных и благородных металлов и темпами ведения геологоразведочных работ. При этом целесообразно создание Южно-Дагестанского горнопромышленного комплекса.

Основой Южно-Дагестанского горнопромышленного комплекса станет начало разработки месторождения Кизил-Дере. Оно находится в горной части республики – верховье реки Самур, расположено на высоте 1800 м. в зоне сейсмичностью 8 бал. Здесь возможны селевые сходы и оползни. Месторождение обводнено, шахтные воды имеют сложный состав и требуют специальной очистки до норм, обеспечивающих их сброс в рыбохозяйственный водоем.

Лицензия на права пользования недрами с целью разведки и добычи медно-колчеданных руд на этом месторождении предоставлена ООО «Рос-Инвест», инвестором является ЗАО «Русская медная компания» - третий крупнейший российский производитель меди. Вовлечение в эксплуатацию месторождения Кизил-Дере с решением сложных задач по охране окружающей среды, безусловно, послужит началом развития минерально-сырьевой базы цветных металлов Дагестана. Разработка месторождения сопряжена со сложными горно-геологическими и горнотехническими условиями. Породы силикозоопасны и в незначительной степени газонасыщены. Руда и получаемый после обогащения концентрат могут самовозгораться. Проектом кондиций предусмотрено освоение месторождения рудником производительностью 1500 тыс. т. руды в год с флотационным обогащением. Извлечение меди в медный концентрат – 85,5% при содержании 20,0%, цинка в цинковый концентрат – 91,55% при содержании 50,03%. Обеспеченность горно-обогатительного комбината запасами - 40 лет. Технология отработки включает - подземную добычу руды с закладкой выработанного пространства, ее обогащение с получением товарного концентрата и отвальных хвостов, которые сбрасываются в хвостохранилище. При этом будут решаться следующие экологические вопросы.

Нарушение земель. Строительство рудника с полной инфраструктурой сопряжено со значительным земельным отводом под промплощадку, вспомогательные объекты, инженерные сети и коммуникации, а также под поселок. Всего 300 га.

Кроме того, учитывая специфику расположения месторождения, река Кизил-Дере на протяжении 3-х км будет отведена в бетонное русло.

После завершения отработки рудника земли будет рекультивированы и возвращены в сельскохозяйственную деятельность.

Плата за земли будет определена на соответствующем этапе работы в составе оценки воздействия на окружающую среду.

Загрязнение атмосферного воздуха. Для снижения выбросов загрязняющих веществ в атмосферу при разработке рудника должны быть предусмотрены следующие мероприятия:

- оборудование автотранспорта и техники, работающей на дизельном топливе, нейтрализаторами. Снижение выбросов окислов азота до 90%. остальных составляющих на 30-50%;
- оборудование котельной специальными горелочными устройствами, обеспечивающими снижение выбросов окислов азота в атмосферу до 30%;
- полив водой мест пыления (дороги, погрузо-разгрузочные работы). Сокращение выбросов пыли на 70%;
- отсосы в местах пыления на обогатительной фабрике и их очистка. Сокращение выбросов пыли на 95%.

Принятые меры должны обеспечить нормативное качество воздуха на границе санитарно-защитной зоны и на рабочих местах. Эти данные будут изложены на соответствующем этапе работы, после проведения расчетов рассеивания загрязняющих веществ в атмосфере.

Загрязнение водного бассейна. При эксплуатации рудника будут образовываться следующие загрязненные сточные воды:

- хозяйственные стоки от рудника и поселка;
- шахтные воды;
- производственные стоки;
- засоленные стоки котельной;
- ливневые воды.

Хозяйственные стоки составят 723,6 тыс. м³/год. Для их очистки (к которым добавляются засоленные стоки от котельной) применяется физико-химическая очистка с последующей фильтрацией и обеззараживанием. Воды после очистки должны отвечать требованиям для их сброса в рыбохозяйственный водоем. Осадок после очистных сооружений хозяйственных стоков отправляется на иловые площадки с последующей обработкой и использованием его в качестве удобрений. Шахтные воды в объеме 1000 м³/час отводятся в отстойник шахтных вод, где предусматривается осаждение твердых взвесей и ионов цветных металлов алюминатом натрия. Осветленная вода поступает на фильтрацию на фильтры с зернистой загрузкой и ионитовые фильтры. После очистки вода также должна отвечать требованиям для ее сброса в рыбохозяйственный водоем. Осадок из отстойника и фильтров в количестве до 2000 м³/год складывается в хвостохранилище. Производственные стоки обогатительной фабрики отводятся в хвостохрани-

лице. Работа обогатительной фабрики предполагается в режиме полного водооборота. Водоснабжение фабрики технологической водой осуществляется через хвостохранилище.

Будет предусмотрена открытая система отвода ливневых вод с территории промплощадки. После двухчасового отстоя в отстойнике ливневых вод, они сбрасываются в природный водоем. Принятые конструкции отстойников и хвостохранилища, должны исключить фильтрацию стоков в горные выработки и на рельеф, что позволит устранить возможность загрязнения водного бассейна района месторождения.

Таким образом, с учетом перспективного развития, недропользование на территории Дагестана будет оказывать возрастающее влияние на человека и на животный мир. Для его минимизации гарантированного возвращения окружающей среды к природному состоянию недропользование должно контролироваться за все время его ведения.

СЕКЦИЯ 4

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

ОСОБЕННОСТИ ЗАХОРОНЕНИЯ В ГЛУБОКИЕ ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ОТРАБОТАННЫХ ТЕРМАЛЬНЫХ, ПРОМЫШЛЕННЫХ ИЛИ ДОБЫТЫХ ПОПУТНО С УГЛЕВОДОРОДАМИ ВОД

Акулинчев Б.П.

Институт проблем нефти и газа РАН

При добыче лечебных, термальных и промышленных вод, разработке нефтегазовых месторождений образуются значительные объемы жидких производственных отходов (ЖПО) [1,3,6]. Они состоят из использованных минеральных, отработанных промышленных, теплоэнергетических и технологических вод, а также вод, добываемых попутно с углеводородами (УВ) [3,4,6]. Жидкие отходы, не содержащие в своем составе биологически вредных веществ в концентрациях, превышающих допустимые нормы, могут сбрасываться на рельеф, в поверхностные водотоки и водоемы; в случае превышения таких норм требуется применение специальных способов обращения с жидкими отходами, одним из которых и является подземное захоронение [4]. Статьей 51 Федерального Закона «Об охране окружающей среды» запрещается сброс отходов производства и потребления, в том числе радиоактивных отходов, в поверхностные и подземные водные объекты, на водосборные площади, в недра и на почву. Однако в законе не дано определение понятий «сброс» и «захоронение», поэтому без учёта их различий первая часть этой статьи формально может быть истолкована, как запрет на подземное захоронение отходов, в первую очередь жидких. Но, учитывая, что под сбросом понимается неорганизованное и неконтролируемое направление отходов во внешнюю среду, а понятие «захоронение» означает организованную и контролируемую изоляцию отходов в недрах в целях предотвращения их попадания в окружающую среду, толкование ст. 51 в качестве запрещающей подземное захоронение жидких отходов неправомерно [6]. Подземному захоронению подлежат жидкие отходы, которые не могут быть обезврежены и размещены в окружающей среде ввиду отсутствия соответствующих технологий, по технико-экономическим или экологическим причинам, что устанавливается на основании предварительного технико-экономического обоснования с учетом природоохранных требований. Опыт решения проблем обезвреживания указанных ЖПО показывает, что наиболее безопасным и эффективным способом является их захоронение в глубокие водоносные горизонты при соблюдении довольно жестких требований как к оборудованию полигонов, так и подготовке стоков [3,5,6].

Но есть целый ряд как объективных, так и субъективных причин, сдерживающих внедрение этого способа [2,5]. Невозможность непосредственно осмотреть и проверить, действительно ли ЖПО находятся в пласте в расчетных границах, неуверенность, что в течение сотен и тысяч лет они не попадут в окружающую среду обитания, вызывает недоверие к данному способу обезвреживания и сомнения в его безопасности, как у администрации, так и у общественности [5]. Гораздо проще эти проблемы решаются в районах разработки газовых, нефтяных и геотермальных месторождений. Само существование залежей свидетельствует о надежности флюидоупоров. Часть разведочных или поисковых скважин может использоваться в качестве поглощающих или наблюдательных, есть сведения о ЕФС, составах пластовых вод и их напорах [2,5].

К своеобразным объектам утилизации ГКЗ относит [4] системы возврата (обратной закачки) в недра попутно извлеченных и использованных минеральных, теплоэнергетических, промышленных дренажных и технических вод. По их мнению, закачка в продуктивные горизонты промысловых стоков на месторождениях не может считаться захоронением, т.к. якобы происходит возврат в недра вод, извлеченных попутно с основным полезным ископаемым.

На наш взгляд, подтверждаемый [2,6] многолетним опытом работ в этой области, само использование понятия «возврат (обратная закачка)» неоправданно, ссылаясь на него, проектные и производственные организации необоснованно ослабляют требования к физико-химической подготовке ЖПО к закачке, что ведёт к снижению эффективности этого способа и его дискредитации. Ведь даже сам подъём вод на поверхность в термобарические условия резко отличные от пластовых нарушает газогеохимическое равновесие. При этом из вод выделяются растворённые газы, в результате выпаривания и выпадения солей происходят изменения хими-

ческого состава, изменяется рН и нарушается гидрокарбонатное равновесие, происходит бактериальное заражение, в результате технологической обработки воды обогащаются несвойственными им компонентами. Это касается вод любой минерализации. В табл. 1 приведён пример изменений состава палеоценовых водах из скв.1 Люм в Ставрополе.

Таблица 1

Влияние воздуха на изменения состава палеоценовых вод (скв.1 Люм)

Способ отбора	Минерализация: мг/дм ³ ; мг-экв/дм ³ ; %-экв.									
	N Na ⁺ +K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	CO ₃ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	Br ⁻	Σ
желонкой с забоя, рН=7,4	3630	26	9	25	4839	380	0	1013	17	9948
	157,84	1,30	0,7	1,39	136,5	7,92	0	16,6	0,21	322,46
	48,95	0,4	0,22	0,43	42,33	2,46	0	5,15	0,06	100
эрлифтом с уровня, рН=8,3	4041	20	2	21	5449	498	108	647	24	10810
	175,7	1,0	0,2	1,67	153,7	10,37	3,6	10,6	0,3	357,14
	49,0	0,28	0,05	0,45	43,04	2,9	1,01	2,97	0,08	100

При откачке воды из скважины эрлифтом в ней появились карбонаты, которых нет в пластовых условиях. В поверхностных условиях наблюдается выпадение хлопьевидных осадков. Солевые отложения карбоната кальция выявлены на поднятых из скважины после откачки н.к.т. Совместимость пластовой воды, контактировавшей с воздухом, с пластовой водой, поднятой герметичным пробоотборником, оказалась даже хуже, чем с ЖПО. Поэтому во избежание кольтатации пласта при опытной закачке во время строительства полигона пришлось отказаться от возврата поднятых эрлифтом на поверхность вод в пласт. Именно с этим, вероятно, связаны неудачи возврата отработанных термальных вод в недра без специальной подготовки. Отбор технологических проб пластовой воды для проведения опытов по их совместимости с отработанными водами нужно вести желонированием после удаления всего объёма, подвергшегося аэризации или дегазации за счет превышения давления насыщения над забойным давлением при откачке.

К ещё более негативным последствиям приводит закачка в пласт вод, добываемых попутно с углеводородами, без их специальной подготовки. Например, подобная ситуация была на Северо-Ставропольском ПХГ, созданном на базе выработанного месторождения. Закачка промстоков в приконтурную водоносную зону хадумского горизонта велась здесь в соответствии с проектом «Гидрогеологическое обоснование захоронения промстоков в глубокие поглощающие водоносные горизонты земной коры» (ВНИПИГаздобыча, Саратов, 1992), разработанным на предпосылке «возврата (обратной закачки) попутно извлечённых вод в пласт».

Неверна уже сама предпосылка, что стоки состоят, в основном, из пластовых вод бывшего газового месторождения и потому нет необходимости проводить исследования по их совместимости с пластовыми водами. Предлагавшаяся система подготовки стоков к закачке сводилась к их очистке от механических примесей и нефтепродуктов. В результате такого подхода поглощающие скважины выходили из строя и требовали кап. ремонта буквально каждые 2-3 месяца.

Проведёнными исследованиями было установлено:

➤ Попутные воды хадумского горизонта гидрокарбонатно-натриевого (по В.А. Сулину) генетического типа, конденсационные, с минерализацией 250-2400 мг/дм³, имеют кислый характер (рН 4,6-6,0), обусловленный наличием растворенных кислых газов (H₂S, CO₂), вызывающих коррозию оборудования. Содержание агрессивной уголекислоты составляет (22-170 мг/дм³), закисного железа (Fe²⁺) до 700 мг/дм³, 35-40 %-экв. гидрокарбонат-ионов (в пластовой воде содержание HCO₃⁻ всего - 2 %-экв.). Результатом сероводородной коррозии являются черные хлопьевидные осадки сульфида железа, содержание сульфид- и гидросульфид-ионов (H₂S + HS⁻) в них – до 800 мг/дм³ и более. Механические примеси до 717 мг/дм³ и более представле-

ны сульфидами и/или гидроксидами железа. Общая токсичность жидких отходов составляет ~ 52000 ед. ПДК/дм³, из них 99,8 % принадлежат метанолу, фенолам (л), ДЭГу, нефтепродуктам, по токсичности они относятся ко второму и третьему классам (ГОСТ 17.4.1.02-83).

➤ Попутные воды "зеленой свиты" представлены конденсационными и конденсационно-пластовыми водами в зависимости от времени отбора и положения скважин на структуре. Минерализация их варьирует в интервале 240-9500 мг/дм³; рН 5,5-7,4; закисное железо до 250 мг/дм³; H₂S+HS⁻ в сульфиде железа до 12,4 мг/дм³. Токсичность жидких отходов превышает 65000 ед. ПДК/дм³, она также определяется метанолом, фенолами (л), ДЭГом.

Всё это было причиной их несовместимости с пластовыми водами. В анаэробных условиях нефтеловушек, резервуаров-накопителей, пласта-приемника в результате взаимодействия присутствующих в них железа, органики и сульфатов протекают процессы сульфатредукции. Продукты реакции, СО₂ и H₂S, увеличивают агрессивность среды. Образуется осадок сульфида железа, который кольматирует пласт. В составе отбираемых с попутными водами осадков по результатам химических анализов идентифицированы в пересчете на сухое вещество: Fe³⁺ - до 15 %; Fe²⁺ - до 8 %; H₂S + HS⁻ - до 4%, отмечено высокое содержание органических веществ (до 0,1 %) маслянистого состава. По данным микроскопических исследований в общем объеме пробы около 85-90 % сложено тонкодисперсной смесью железистых соединений, карбоната (до 30 %) и недиагностируемой массы (возможно с примесью глинистых минералов). В связи с высоким содержанием органических компонентов химическое потребление кислорода (ХПК) в стоках превышает 2000 мг О₂/дм³.

Для обеспечения устойчивой работы скважин с сохранением приемистости необходима предварительная подготовка ЖПО и доведение их до кондиции по следующим параметрам:

- ❖ - взвеси: при закачке в палеоценовый горизонт - не более 20 мг/дм³;
- ❖ - нефтепродукты - не более 20 мг/дм³;
- ❖ - двухвалентное железо - отсутствие (вывести из состава стоков);
- ❖ - оптимальный для условий пласта характер стоков рН 7-8;
- ❖ - снижение коррозионных свойств стоков < 0,1 мм/год;
- ❖ - содержание кислорода < 0,5 мг/дм³;

Технологические приемы подготовки стоков в зависимости от показателей

качества включают следующие операции: нейтрализацию, отстаивание, применение ингибиторов коррозии и солеотложений, биоцидов, деаэрирование, осаждение нестабильных компонентов.

Литература

1. Акулинчев Б.П. Особенности гидрогеологических исследований при обосновании и создании полигонов хранения жидких производственных отходов в водоносных горизонтах с аномально низким пластовым давлением / Б.П. Акулинчев // Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений: прил. к жур. Наука и техника в газовой промышленности.- М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2005.- № 1. С. 8-25.
2. Акулинчев Б.П. Проблемы создания полигонов хранения жидких производственных отходов в глубоких водоносных горизонтах Предкавказья / Б.П. Акулинчев // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе.- М.: ВНИИОЭНГ, 2007.- №1. С. 43 – 52.
3. Гаев А.Я. Подземное захоронение сточных вод на предприятиях газовой промышленности / А.Я. Гаев.- Л.: Недра, 1981.
4. Методические рекомендации по обоснованию выбора участков недр для целей, не связанных с добычей полезных ископаемых / ФГУ «ГКЗ» // протокол МПР России от 03.04.2007 №11-17/0044-пр.
5. Севастьянов О.М. Подземное захоронение промстоков: правовые, методические и экономические аспекты / О.М. Севастьянов: мат. научн.-практ. конф. студентов, аспирантов и научн. работников. г. Астрахань 2002 г. С.48-50.
6. Технология газопромысловых гидрогеологических исследований / В.П. Ильченко, Б.П. Акулинчев, Ю.Г. Гирич и др.; под ред. Л.М. Зорькина и Б.П. Акулинчева. М.: Недра, 1997.- 300 с.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОЗЕРАХ БОЛЬШОЕ И МАЛОЕ ТУРАЛИ

*Алхулаев К.Г., Юсупов А.Р.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Водные объекты, как реки, так и озера, являются одной из важнейших экологически значимых составных частей экосистем и изучаются как при проведении комплексных экологических исследований, так и в качестве самостоятельного объекта при природоохранных исследованиях. Главную роль в изучении закономерностей функционирования водных объектов играют гидрологические и гидрохимические исследования. Кроме того, такие исследования являются частью экологического мониторинга. Для характеристики состояния водной экосистемы необходимы оценки, дающие полную всестороннюю информацию не только о составе и свойствах воды, но и о протекающих в водном объекте процессах, которые создают среду обитания для гидробионтов, способствующих самоочищению воды и формированию ее качества. Однако невозможно учесть все характеристики водных объектов в рамках дипломной работы. В соответствии с вышесказанным целью нашей работы являются гидрохимические исследования на оз. Большое и Малое Турали и определение их современного экологического состояния.

Равнинная зона Дагестана – это богатейшая научная «лаборатория» для лимнологов, до сих пор еще не ставшая объектом широких и систематических исследований. Практически все водоемы, расположенные в черте крупных городов, в той или иной степени подвержены антропогенному прессингу, что негативно отражается на качестве воды и донных отложений, жизнедеятельности гидробионтов и водной растительности, состоянии поверхности водоемов и прибрежной зоны. По сравнению с водотоками, водоемы более уязвимы к воздействию поступающих в них химических веществ, в том числе загрязняющих. Это обусловлено тем, что одним из важных факторов, способствующих самоочищению водных объектов, является проточность. Поэтому находящиеся в городской черте водоемы, особенно бессточные и слабо проточные, фактически превращаются в накопители разнообразных городских отходов.

Изучение гидрологического режима и гидрохимического состава водоемов Дагестана имеет важное значение в связи с огромной ролью водных объектов в жизни республики.

Озера Большое и Малое Турали являются мощной дренажной системой для прилегающей части Приморской низменности и способствует снижению засоленности почвенно-грунтовых вод на окружающих полупустынных территориях. В котловине озер также накапливаются насыщенные солями грязи. В недавнем прошлом озера использовались при добыче поваренной и глауберовой солей.

Туралинские озера расположены в центральной части дагестанского побережья Каспийского моря, на южной окраине г. Каспийска. Южная граница водно-болотного угодья проходит примерно в 5 км севернее с. Зеленоморск. Высота: от 25,7 (уровень Каспийского моря) до 27 м ниже ур. м., средняя – около 25 м ниже ур. м. Площадь: около 1200 га, в том числе: водная поверхность – около 700 га, включая плавни и зарастающие мелководья; суша – 500 га.

Водно-болотное угодье состоит из двух озер лагунного типа (Большое и Малое Турали), протянувшихся параллельно друг другу вдоль побережья Каспия и отделенных от моря широкой песчано-гравийной пересыпью. Длина Большого Турали составляет около 6 км, Малое Турали имеет длину 3 км. Максимальная площадь зеркала озер составляет около 5 и 1,5 км² соответственно. Глубина озер не превышает 1,2 м. Берега пологие, на большей части открытые. Лишь небольшие участки мелководий покрыты тростниковыми зарослями. Озера питаются атмосферными осадками и грунтовыми водами. Вода соленая. Зимой, даже при сильных похолоданиях, озера, как правило, полностью не замерзают. Со стороны моря к озерам прилегают лабозакрепленные пески и ракушечники с псаммофильной растительностью. Остальные территории вокруг озер заняты злаково-полынной полупустынной растительностью. Несмотря на близость города, водно-болотное угодье является одним из ключевых мест миграционных остановок и зимовки водоплавающих и околоводных птиц, в том числе и многих редких видов.

Водноболотное угодье не имеет существенного значения для рекреации и туризма. Используется для отдыха только местным населением. Научных исследований, кроме орнитологических, на данных водоемах не проводится. В настоящее время озера теряют свою рыбохо-

зайственную значимость вследствие интенсивного антропогенного воздействия. Т.о. данные исследования являются весьма актуальными и значимыми.

В период с 2009 по 2010 г.г. группой студентов под руководством руководителя Госконтракта № П627 Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» проводились исследования гидрохимического режима и современного экологического состояния водоемов Приморской низменности Дагестана. Результаты исследований на озерах Большое и Малое Турали представлены в таблице.

Таблица
Результаты гидрохимических исследований на озерах Большое Турали и Малое Турали (2009-2010 г.г.)

Водоем	Дата	O ₂ , %	NO ₂ , мг/л	NO ₃ , мг/л	NH ₄ , мг/л	PO ₄ , мг/л
Большое Турали	11.10.09	98,67	0,009	-	0,034	0,003
	22.11.09	93,12	0,007	-	0,003	0,009
	06.12.09	113,43	0,008	-	0,053	0,006
	20.12.09	91,4	0,012	-	0,075	0,005
	14.01.10	106,4	0,027	-	0,19	0,006
	28.02.10	86,15	0,011	-	0,312	0,004
	14.03.10	107,79	0,003	-	0,456	0,006
	05.04.10	82,6	0,011	-	0,138	0,028
	10.05.10	144,24	0,17	0,007	0,099	0,059
	23.05.10	109,38	0,009	0,317	0,038	0,133
	20.06.10	100,65	0,013	0,127	0,145	0,008
	25.07.10	100,4	0,247	0,111	0,602	0,187
	29.08.10	111,66	0,022	0,719	0,34	0,11
	26.09.10	27,87	0,02	0,163	0,445	0,02
	10.10.10	39,71	0,02	0,202	0,019	0,024
Малое Турали	11.10.09	108,87	0,012	-	0,041	0,015
	22.11.09	83,41	0,009	-	0,003	0,002
	06.12.09	92,56	0,011	-	0,023	0,002
	20.12.09	81,9	0,017	-	0,037	0,003
	14.01.10	124,59	0,031	-	0,028	0,001
	28.02.10	103,78	0,007	-	0,276	0,002
	14.03.10	99,49	0,011	-	0,152	0,004
	05.04.10	70,42	0,007	-	0,138	0,006
	10.05.10	107,57	0,007	0,072	0,084	0,009
	23.05.10	118,13	0,01	0,555	0,067	0,003
	20.06.10	188,14	0,01	0,034	0,028	0,005
	25.07.10	-	-	-	-	-
	29.08.10	-	-	-	-	-
	26.09.10	-	-	-	-	-
	10.10.10	133,19	0,004	0,092	0,117	0,005

Все значения сравнивались с ПДК для водоемов рыбохозяйственного и рекреационного значения, указанными в Руководящем документе по химическому анализу поверхностных вод (табл. 2).

Таблица 2.
Нормативы, предъявляемые к водоемам рыбохозяйственного и рекреационного значения

Показатели	NO ₂ (мгN/л)	NO ₃ (мгN/л)	NH ₄ (мгN/л)	PO ₄ (мгP/л)
Нормативы,	0,02	9,1	0,4	3,5

При анализе табл. по указанным в ней компонентам было выяснено, что в оз. Большое Турали наблюдается превышение нормы содержания нитритов (в 2,5 раза) и аммонийного азота (в 4 раза). В оз. Малое Турали превышение нормы (в 2 раза) отмечено только в содержании аммонийного азота. Содержание нитратов и фосфатов оказалось в пределах нормы.

Исследования по гидрохимическому режиму озер Большое и Малое Турали продолжают. На данном этапе определяется содержание загрязняющих веществ (фенолов, СПАВов и нефтепродуктов).

Водные объекты являются природным ресурсом, имеющим первостепенное значение для развития экономики страны и удовлетворения разнообразных потребностей человеческого общества. Охрана водных ресурсов от загрязнения, засорения и истощения представляет собой очень сложную комплексную проблему. Задача состоит в том, чтобы добиться такого состояния водных объектов, при котором не наносится вред здоровью людей и обеспечиваются нормальное функционирование и устойчивость природных экосистем.

Работа выполнена в рамках ГК № П627 ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»

Литература

1. Акаев Б.А. Рельеф // Физическая география Дагестана. М.: Школа, 1996б. С. 112-149.
2. Акаев Б.А., Казанбиев М.К. Геологическое строение и полезные ископаемые Низменного Дагестана // Физическая география Низменного Дагестана. Махачкала, 1972. С. 42-63.
3. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1953. 296 с.
4. Атаев З.В. Физико-географические регионы // Физическая география Дагестана. М.: Школа, 1996. С. 336-353.
5. Гецеу В.В. Типы подземных минеральных вод и их бальнеологическое значение. Махачкала: Дагкнигоиздат, 1972. 119 с.
6. Добрынин Э.Г., Гамидова Л.А., Гамидов А.А. Оценка некоторых аспектов экосистемы грязевого озера Турали // Мат-лы 11-й научно-практической конференции по охране природы Дагестана. Махачкала, 1991. С. 84-86.
7. Расулова М.М., Ярикова С.Ф. Влияние антропогенного загрязнения на повышение трофического уровня малых озер Ак-Гель и Большое Турали. // Современная наука и молодежь: Материалы международной научной конференции. 24 апреля 2008 года. Махачкала: ДГПУ, 2008. С. 223-225
8. Руководящий документ по химическому анализу поверхностных вод суши 52.24.419-2005. Ростов-на-Дону, 2005.
9. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный, гумус). Труды Гос. океанографического института, вып. 17(29), Л. 1950.
10. Эльдаров М.М. Геоморфология Низменного Дагестана // Физическая география Низменного Дагестана. Махачкала, 1972а. С. 14-41.
11. Эльдаров М.М. Озера Низменного Дагестана // Физическая география Низменного Дагестана. Махачкала, 1972б. С. 90-107.

К ВОПРОСУ О ПРОБЛЕМАХ ОБРАТНОЙ ЗАКАЧКИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Ахмедов Г.Я.

Институт геотермии ДНЦ РАН

Дагестанский государственный технический университет

Из года в год все актуальнее становится вопрос закачки использованной геотермальной воды обратно в водоносный горизонт. Это решение не только вопроса охраны окружающей среды от теплового и химического загрязнения, но также и вопроса возобновимости ресурсов подземных вод. Закачка использованной геотермальной воды требует наличия нагнетательной скважины, которая практически аналогична добычной. В связи с этим обеспечение долговечности работы нагнетательной скважины наряду с добычной – одна из основных задач при использовании подземной циркуляционной системы (ПЦС).

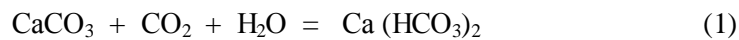
Однако использование ПЦС связано с рядом проблем, одной из которых является забивание скважин обратной закачки, т.е., так называемая, кольматация пласта.

Одной из причин кольматации пласта может быть наличие твердых включений в растворе геотермальной воды, закачиваемой после использования обратно в водоносный горизонт. В качестве твердых включений в растворе геотермальной воды может быть кварцевый песок и твердая фаза карбоната кальция в виде кристаллов, образованных в толще воды в результате нарушения карбонатно-кальциевого равновесия. В работе [1] показано, что очистку геотермальной воды от попутного песка фракции от 60 до 200 мкм и более можно осуществить либо в радиальных отстойниках, либо в напорных гидроциклонах. А при очистке воды от частиц

размером 10 – 60 мкм целесообразно использовать напорные гидроциклоны, т.к. размеры радиальных отстойников в этом случае составляют в диаметре около 8 м.

Согласно исследованиям, проведенным на геотермальной скважине ЗТ на площади Каясула (Ставропольский край), в процессе нарушения углекислотного равновесия в рассоле выпадает взвесь из частиц до 10 мкм, причем частицы размером менее 1 мкм составляют 73% [2]. Аналогичные исследования, проведенные на скважинах г. Кизляра и Махачкалы (Дагестан), показали, что основную массу взвеси (более 60%) составляют частицы размером менее 1 мкм [3].

После очистки геотермальной воды от грубодисперсной твердой фазы, как кварцевый песок, так и частиц размером до 10 мкм в закачиваемой воде остается взвесь частиц меньшего диаметра в количестве 5 - 30 мг/л. В этом плане исследования показывают на необходимость растворять их при закачивании в нагнетательную скважину, т.к. в отстойниках и напорных гидроциклонах очистку невозможно произвести. Растворение твердой фазы CaCO_3 можно осуществить путем ввода в закачиваемую воду углекислого газа с таким расчетом, что его давление и температура воды должны быть выше равновесной линии насыщения данной воды CaCO_3 . При этом твердая фаза CaCO_3 растворяется в воде в присутствии углекислого газа в виде бикарбоната кальция:



Известно, что общее уравнение скорости растворения кристаллов аналогично уравнению кристаллизации солей из пересыщенных растворов, то есть скорость пропорциональна модулю величины $C_s - C$, а также гидродинамике потока раствора относительно поверхности раздела фаз (числу Re), где C_s - концентрация вещества насыщенного раствора, C - текущая концентрация вещества раствора на данный момент.

Так, скорость перехода вещества из твердой фазы в жидкую определяется градиентом концентрации в растворе у границы раздела фаз (см. рис.) и выражается уравнением

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k_1(C_s - C_i) \quad , \quad (2)$$

в то же время, скорость транспорта вещества через диффузионный слой от границы раздела в жидкость определяется уравнением

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k_2(C_i - C) \quad , \quad (3)$$

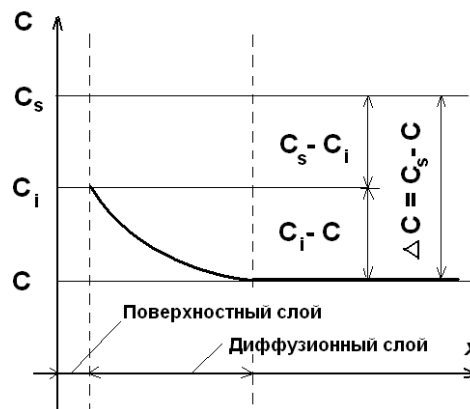


Рис. Распределение концентрации растворенного вещества вблизи кристалла

где k_1 – коэффициент скорости межфазового перехода вещества; $k_2 = D/\delta$ - коэффициент скорости перехода вещества от межфазовой поверхности в массу раствора; D – коэффициент диффузии; δ – эффективная толщина пограничного слоя жидкости, S – площадь поверхности всех частиц в растворе, м^2 .

Объединяя уравнения (2) и (3) с учетом равенства скоростей обоих процессов, имеем общее уравнение скорости растворения твердой фазы

$$\frac{1}{S} \frac{dm}{d\tau} = -k(C_s - C) \quad (4)$$

При этом

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2}$$

Откуда

$$k = \frac{k_1 k_2}{k_1 + k_2} = \frac{k_1 D}{k_1 \delta + D} \quad (5)$$

Представляя массу взвеси в виде произведения концентрации ее на объем емкости, в которой она находится, $m = CV$ и, учитывая, что скорость уменьшения массы взвеси в единице объема равна скорости увеличения концентрации ее в растворенном виде, найдем решение уравнения (4) относительно C :

$$\dot{N} = \dot{N}_s - (\dot{N}_s - \dot{N}_o) e^{-\frac{S}{V} k \tau} \quad (6)$$

где C_o – начальная концентрация растворенного CaCO_3 в воде.

В уравнении (6) концентрация растворенного в воде вещества зависит от многих параметров (C, C_s, S, k, τ), которые однозначно не определяются в зависимости от времени. Для расчета времени растворения частиц необходимо внести некоторые упрощения в уравнениях, которые не дают больших погрешностей в результатах вычислений. К тому же, полученные уравнения позволят оценить масштабы допустимых ограничений, принятых в тех или иных процессах.

При закачивании воды в нагнетательную скважину парциальное давление углекислого газа растет при одновременном росте температуры воды. Расчеты показывают, что разность концентраций $C_s - C$ при этих условиях остается, примерно, постоянной, с одной стороны, за счет роста концентрации насыщения раствора воды и, с другой стороны, за счет непрерывного перехода твердой фазы взвеси в раствор. Другое допущение связано с формой частиц взвеси, которых можно принять за сферы. Такое допущение приемлемо для частиц всевозможных форм, что упрощает как гидродинамические, так и массообменные характеристики при расчетах. При этом растворение частиц с максимальным диаметром является достаточным условием полного растворения всех частиц полидисперсной взвеси. В этом плане полидисперсную взвесь можно принять за монодисперсную с максимальным диаметром.

Представляя массу взвеси в воде, как сказано выше, в виде произведения концентрации ее на объем емкости, в которой она находится $m = C_{\dot{}} \cdot V$, уравнение (4) приобретает вид

$$\frac{1}{S} \frac{d(C_{\dot{}} \cdot V)}{d\tau} = -k(C_s - C) \quad (7)$$

или

$$\frac{dC_{\dot{}}}{d\tau} = -k \frac{S}{V} (C_s - C) \quad (8)$$

Выразим площадь поверхности S монодисперсной взвеси через произведение числа частиц N на площадь поверхности одной частицы, а концентрацию взвеси в воде $C_{\dot{}}$ через произведение концентрации частиц взвеси N/V на массу частицы радиусом r :

$$S = N \cdot 4\pi r^2; \quad C_{\dot{}} = \frac{N}{V} \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_{\dot{}}, \quad (9)$$

где $\rho_{\dot{}}$ – плотность частиц взвеси.

С учетом (9) после соответствующих сокращений уравнение (8) приобретает вид

$$\frac{dr}{k(r)} = -\frac{C_s - C}{\rho_{\dot{}}} d\tau \quad (10)$$

Решение дифференциального уравнения (10) и нахождение времени $\tau_{\text{пр}}$ полного растворения частицы можно выполнить с учетом изменения радиуса частицы от r_o до 0.

$$\int_{r_0}^0 \frac{dr}{k(r)} = - \int_0^{\tau} \frac{C_s - C}{\rho \dot{v}} d\tau$$

или

$$\int_0^{r_0} \frac{dr}{k(r)} = \int_0^{\tau} \frac{C_s - C}{\rho \dot{v}} d\tau \quad (11)$$

Зависимость коэффициента $k = k(r)$ найдем из соотношения безразмерных чисел подобия для условий массотдачи с поверхности твердой фазы в растворе жидкости.

Для частиц, взвешенных в воде и продвигающихся вместе с ней, скорость обтекания поверхности раздела фаз приближена к нулю, т.к. частицы увлекаются потоком.

Исследования показали, что для данного случая рекомендуется использовать обобщенное уравнение [4]

$$Sh = 2 + 0,569(ScAr)^{0,25} + 0,347(Re \sqrt{Sc})^{0,62}, \quad (12)$$

которое учитывает как гидродинамику перемещения частиц относительно потока жидкости, так и продвижение их в условиях естественной конвекции.

В уравнении (12): $Sh = \frac{2rk(r)}{D}$ - число Шервуда (диффузионное число Нуссельта),

D - коэффициент диффузии, м²/с; $Sc = \frac{\nu}{D}$ - число Шмидта (диффузионное число Прандтля), ν

- кинематическая вязкость жидкости вблизи поверхности частицы, м²/с; $Ar = \frac{\rho \dot{v} - \rho}{\rho} \frac{gd^3}{\nu^2}$ -

число Архимеда (диффузионное число Грасгофа), ρ_c и ρ - соответственно плотность частиц и жидкости, кг/м³; g - ускорение свободного падения, м/с², d - диаметр частицы, м; $Re = \frac{2rv}{\nu}$ -

число Рейнольдса, v - скорость перемещения жидкости относительно поверхности частицы, м/с.

Полагая для частиц размером менее 10 мкм число $Re \approx 0$, т.к. $v = 0$, по уравнению (12) находим, что значение числа Шервуда приблизительно равно 2. Тогда

$$2 = \frac{2rk(r)}{D} \quad \text{и зависимость для коэффициента } k \text{ будет}$$

$$k(r) = \frac{D}{r} \quad (13)$$

С учетом выражения (13) уравнение (11) приобретает вид

$$\int_0^{r_0} \frac{r dr}{D} = \int_0^{\tau} \frac{C_s - C}{\rho \dot{v}} d\tau \quad (14)$$

Решая уравнение (14), найдем время растворения частицы радиусом r_0

$$\tau d\tau = \frac{r_0^2 \rho \dot{v}}{2D(C_s - C)} \quad (15)$$

Расчет, выполненный по данной зависимости, для частиц размером от 1 до 10 мкм в геотермальной воде скважины 27Г (Тернаир, Махачкала), показывает, что время растворения частиц размером в 1 мкм составляет, примерно 50 с, а 10 мкм - 5000с.

Однако надо учесть, что с увеличением размеров частиц конвективные процессы более выражены. В то же время, скорость обтекания частиц растет с увеличением их размеров. Твердая частица, участвуя в турбулентном потоке жидкости, попадает попеременно в вихри разных скоростей. Для частиц больших размеров это способствует большему обтеканию ее поверхности потоком жидкости [4]. Эти факторы учитываются в критериальном уравнении (12) через числа Ar и Re . Действительно, в этом случае выражение (13) приобретает вид

$$k(r) = \frac{D}{r} Sh \quad (16)$$

Подставляя (16) в уравнение (14), находим его решение в виде

$$\tau_{d\dot{d}} = \frac{r_0^2 \rho \dot{c}}{Sh \cdot D (C_s - C)} \quad (17)$$

Отсюда видно, что с увеличением числа Шервуда (более 2) время растворения частицы уменьшается и параболическая зависимость времени растворения частиц от их размеров в данном случае не выполняется. По уравнению (17) также можно оценить время растворения частиц в зависимости от изменения величины $C_s - C$. Для расчета времени растворения можно воспользоваться либо усреднением величины $C_s - C$, либо найти ее зависимость от времени и решить уравнение (17) с учетом этого.

Таким образом, учитывая условия закачивания геотермальной воды в нагнетательную скважину, время продвижения ее, зависимость изменения парциального давления углекислого газа в процессе закачки, а также изменение температуры воды, можно оценить время растворения частиц взвеси карбоната кальция различной дисперсности и концентрации ее в геотермальной воде.

Литература

1. Ахмедов Г.Я. Повышение эффективности использования геотермальной воды для горячего водоснабжения // Водоснабжение и санитарная техника. - 2010. - №2. - С. 18-23.
2. Цхвирашвили Д.Г., Тевзадзе Н.У., Калабегашвили Н.Г. Образование карбонатных и солевых отложений в контуре геотермальных энергетических установок // Альтернативные источники энергии: Материалы советско – итальянского симпозиума 1982. Ч.3. М.: изд. ЭНИНа. 1983. С. 93 – 101.
3. Ахмедов Г.Я. Кинетика роста отложений карбоната кальция в геотермальных системах // Теплоэнергетика. 2009. №11. С. 13 - 17
4. Аксельруд Г.А., Молчанов А.Д. Растворение твердых веществ. М.: Химия, 1977

РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПРИ ДОБЫЧЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ И ПЕРЕРАБОТКЕ ПОПУТНЫХ И ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

*Ахмедов^{1,2} М.И., Абдуллаев^{1,2,3} М.Ш., Омардибиров¹ О.М.,
¹ООО «НПЦ Подземгидроминерал» (ОАО «Газпром»), ²ИПГ ДНЦ РАН,
³Институт геологии ДНЦ РАН*

Проблему радиоэкологии обычно связывают с развитием атомной промышленности и аварийными ситуациями на их объектах, испытаниями ядерного оружия. В последнее время исследователями обнаружен еще один источник техногенного радиоактивного загрязнения окружающей среды, который отличается несравнимой обширностью распространения. Этим источником является нефтегазодобыча, которая, как правило, сопровождается выносом естественных радиоизотопов (ЕР) вместе с углеводородной продукцией на дневную поверхность. В 1990г в открытой печати появились публикации американских исследователей, «впервые» обративших внимание на этот ранее неизвестный вид радиоактивного загрязнения. Еще в 1987 г нами были проведены исследования попутной воды Южно-Сухокумского нефтегазового месторождения и химических продуктов, получаемых при их переработке, на содержание ЕР в Институте ядерных исследований и Институте коллоидной химии и химии воды АН УССР. Были также проведены измерения интенсивности гамма-излучения на территории месторождения: участки сбора и сепарации скважинной продукции, насосы и производственные помещения, поле инфильтрации, экспериментальный цех, где в период экспедиционного сезона сотрудники ИПГ Дагфилиала АН СССР проводили экспериментальные работы по комплексной переработке попутных вод с целью разработки технологии извлечения из них ценных компонентов. Полученные результаты исследований по указанию соответствующих органов в связи

с возможностью нежелательного резонанса общественности тогда не были опубликованы в открытой печати.

Было установлено, что на месторождении имеются обширные территории с превышением естественного фона гамма-излучения до 10-15 раз и участки с 40-50-кратным превышением (поля инфильтрации, помещения насосных станций, резервуары сепарации, коммуникации транспорта попутной воды) и некоторые объекты с превышением фона в 100 и более раз. В частности, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения отработанных буровых труб, которые не информированное население использовало в бытовых целях, доходила до 1-1,5 мР/ч.

Попутные воды Южно-Сухокумского и других углеводородных месторождений рассматриваются традиционно в качестве комплексного гидроминерального сырья для извлечения ценных компонентов. В разрабатывавшихся ранее различных вариантах технологий переработки попутных промышленных и геотермальных вод был упущен фактор наличия в подземных водах ЕР. Вследствие такого же упущения функционирование промышленного предприятия по извлечению йода из подземных вод Троицкого месторождения привело к образованию огромного количества радиоактивных отходов. Для предварительного подкисления воды для извлечения йода на предприятии использовалась серная кислота. При подкислении воды серной кислотой, с целью нейтрализации естественной щелочности, создания необходимой кислотности для предотвращения гидролиза йода и хлора, образуются труднорастворимые при используемых технологических условиях, осаждающиеся на технологическом оборудовании или сбрасываемые с отработанной водой в пруды-отстойники осадки сульфата бария. То, что барий содержится в данной воде производственникам было известно. Но на то, что в воде может находиться и радиоактивный радий, не было обращено внимания. По своим химическим свойствам радий очень близок к барию, поэтому при подкислении воды серной кислотой он образует изоморфный с барием сульфат и тоже выпадает в осадок. Следует заметить, что в составе дочерних продуктов радиоактивного распада всегда имеются и изотопы свинца, которые в присутствии сульфатов также выпадают в осадок вместе с радием. В результате работы Троицкого завода на территории уже накопилось не менее 5000 тонн радиоактивных осадков, которые и определяют до настоящего времени радиационную обстановку [7].

Если бы разработчиками технологии было учтено наличие ЕР в геотермальной воде этого месторождения, они вместо серной кислоты для подкисления были обязаны предложить соляную кислоту. При использовании последней радиоактивные осадки не образуются, а отработанные воды после извлечения йода закачиваются обратно в изолированные подземные горизонты.

Попутная вода Южно-Сухокумского месторождения - хлоридно-натриевый рассол с температурой 70⁰С и общей минерализацией около 110г/дм³. Сухой остаток воды был исследован нейтронно-активационным методом на содержание радиоизотопов. В попутной воде установлены удельные активности 9 естественных радиоизотопов (помимо радона, урана и тория), из которых наибольший вклад в суммарную активность вносят изотопы уранового ряда (см.табл.). Долгоживущие изотопы дают около 40% от суммарной активности. Данная попутная вода по международной классификации относится к низкоактивным радиоактивным отходам. Измерение удельной активности отложений на буровых трубах показало, что она составляет более 100 кБк/кг и в десятки раз превышает допустимые значения (10 кБк/кг) согласно НРБ-99.

Таблица

Радиоизотопный состав попутной геотермальной воды нефтегазового месторождения.

ЕР	Удельный вклад в суммарную активность, %	Удельная активность		Период полураспада
		Бк/кг сухого остатка	Бк/л воды	
К-40	4,11	45,5±6,0	4,9±0,6	1,25·10 ⁹ лет
Ra-226	24,49	270±24	29,2±2,6	1600 лет
Ra-228	26,93	297±22	32,1±2,5	5,75 лет
Pb-214	19,46	215±2,4	23,2±0,3	27 мин
Bi-214	17,78	195,9±2,4	21,2±0,3	20 мин
Ac-28	3,85	43,0±2,2	4,6±0,2	6 ч
Pb-212	2,09	22,8±2,0	2,5±0,2	10,5ч

Bi-212	0,76	8,3±3,1	0,9±0,3	1 ч
Tl-208	0,50	5,7±0,6	0,6±0,06	3 мин

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что при разработке технологий комплексной переработки попутных промышленных вод, необходимо рассматривать фактор наличия в таких водах ЕР, для исключения серьезных экологических проблем в дальнейшем.

Чем больше глубина перфорации при нефтегазодобыче и выше приуроченность месторождения к глубинным разломам, тем выше температура и общая минерализация попутных вод. С ростом последних параметров пропорционально повышается и содержание радиоизотопов в попутных водах. Объемы попутных вод углеводородных месторождений растут по мере выработки месторождения, поэтому на завершающей стадии разработки месторождения проблема радиоактивного загрязнения встает особо остро. Они содержат концентрации изотопов радия и других дочерних изотопов природных радиоактивных рядов на 2-3 порядка превышающие фоновые значения. То же самое, чаще всего, относится и к глубокозалегающим геотермальным водам.

Практически всегда естественная радиоактивность природных вод определяется, в основном, долгоживущими изотопами радия. Несмотря на сравнительно малое время жизни по сравнению с возрастом, некоторые изотопы радия, хотя и в очень малых количествах, встречаются в природе. Происходит это благодаря существованию в природе трех радиоактивных рядов, в которых изотопы радия непрерывно образуются при распаде долгоживущих материнских радионуклидов: урана-238 (из него получается 226Ra), урана-235 (он дает 223Ra, $t_{1/2} = 11,4$ суток) и тория-232 (дает 228Ra и 224Ra, $t_{1/2} = 3,7$ суток). Изотоп 226Ra попутных вод является также источником газообразного 222Rn и в природном газе, поступающем к потребителю. В связи с этим природный газ, содержащий радон, следовало бы обязательно выдерживать в подземных хранилищах газа до подачи потребителю для соответствующего снижения активности радона.

Большинство нефтяных месторождений приводят к радиоактивному загрязнению окружающей среды при добыче, сбросе попутных вод на поля инфильтрации, но эта информация, как правило, и теперь не разглашается. Попутные воды полностью или частично сбрасываются в окружающую среду, вследствие чего, в частности, поля инфильтрации превращаются в биологически мертвые зоны. Далее ЕР вместе с пылью разносятся ветром, расширяя зону загрязнения.

Учитывая, что на нефтяных месторождениях северного Дагестана образуются жидкие радиоактивные отходы, все поселки, расположенные на близлежащих территориях должны быть подвергнуты радиационному обследованию, а на территории месторождения необходимо укрепить поверхность грунта для уменьшения значимости пылерадиационного фактора.

В настоящее время необходимо также проведение радиоэкологического мониторинга всех нефтегазовых месторождений страны и исключить слив аналогичных вод на дневную поверхность. Данная экологическая проблема характерна для многих нефтегазодобывающих регионов мира. Следует подчеркнуть, что в будущем закономерно будут расти глубины бурения для добычи углеводородов, а это приведет к увеличению масштабов радиоактивного загрязнения окружающей среды в еще большей степени, так как с ростом глубины растет температура, общее минерализация попутных вод и соответственно концентрация ЕР в них. Обеспечение радиационной безопасности на объектах ТЭК с повышенным содержанием ЕР - это новый вид деятельности, не имеющий достаточной нормативно-правовой базы и исторически сложившейся практики осуществления комплекса мероприятий радиационно-экологического мониторинга, противорадиационной защиты, обращения с РАО.

ИССЛЕДОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ДАГЕСТАНА

*Газалиев И.М., Айтеков М-П.Б., Идрисов И.А., Бабаев М.Р.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Геологический разрез Дагестана представлен породами самого различного состава и возраста. Преобладают в основном осадочные и метаморфические отложения. Изверженные

породы имеют ограниченное распространение и отмечаются в виде даек на некоторых участках Горного Дагестана.

Изучению радиоактивности горных пород данного региона и района посвящено значительное количество работ [1-5]. По содержанию урана и тория горные породы делятся [6,7] на слаборадиоактивные ($U - 1-1,5$ г/т, $Th - 3-7$ г/т), нормальнорадиоактивные ($U - 1,5-5$ г/т, $Th - 8-20$ г/т) и высокордиоактивные ($U - 5-100$ г/т, $Th - 20-200$ г/т). Исследованные осадочные породы по валовому содержанию урана относятся [6] к нормальнорадиоактивным (материковые пески – 1,77 г/т, известняки – 2,17 г/т, глины – 2,49 г/т, сланцы обыкновенные – 3,86 г/т) и высокордиоактивным (темные сланцы – 10,05 г/т); по валовому содержанию тория – к слаборадиоактивным, материковые пески – 2,96 г/т, известняки – 2,71 г/т) и нормальнорадиоактивным (глины – 11,08 г/т, сланцы обыкновенные – 11,58 г/т, темные сланцы – 15,27 г/т). Основным параметром, характеризующим радиационную обстановку принято считать радиохимическую характеристику объекта, которая определяется [7] содержанием естественных радионуклидов в единицах удельной эффективной активности:

$$A_{эф.} = A_{Ra} + 1,31A_{Th} + 0,085 A_K, \text{ Бк/кг}$$

где A_{Ra} , A_{Th} , A_K , удельные активности в Бк/кг изотопов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K . Объект считается особо опасным, если $A_{эф.} > 3500$ Бк/кг, опасным, если $A_{эф.} = 1000-3500$ Бк/кг, потенциально опасным, если $A_{эф.} = 100-1000$ Бк/кг и безопасным, если $A_{эф.} < 100$ Бк/кг. По данным исследователей [4, 5] распространенные в Дагестане осадочные породы являются согласно этой классификации радиационнобезопасными. Для более полной характеристики радиоактивности горных пород Дагестана нами проведено изучение содержания естественных радионуклидов в осадочных, изверженных и метаморфических породах. Анализы выполнены на гамма-спектрометре «Прогресс-2000». Результаты представлены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты гамма-спектрометрического определения естественных радионуклидов (ЕРН) в породах Дагестана.

№ п/п	Место отбора проб	Литологич. состав Возраст	Удельная активность радионуклида, Бк/кг			Эффективность активности ЕРН, Бк/кг	Мощность дозы, мкР/ч
			K-40	Th-232	U-238 (Ra-226)		
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Табасар. р-н, с. Дюбек.	известняк кремнистый Pg ₂	134±175	26,5±2,8	0,0±16,5	46±37	9,3
2	Шура-Озень.	глина Ng ₁	610±283	34,8±2,8	0,0±20,5	97±49	20,8
3	Тляратинский район	сланец черный с прожилками кварца и пирита. J ₁	879±308	45,2±2,6	15,3±20	149±48	31,2
4	Ахтынский р-н, в 100м на ЮВ от устья р. Га-лагетхет - левого притока р. Ахтычай	сланец темно-серый J ₂	906±292	31,4±2,0	44,5±19,9	163±43	32,9
5	-//-//-	-//-//-	1197±345	51,7±2,5	39,5±20,4	209±48	42,9
6	-//-//-	диабаз темно-серый. J ₂	72,0±160	15,3±2,0	33,0±19,1	59±36	10,5
7	-//-//-	диабаз темно-серый. J ₂	41,0±156	17,2±2,1	42,7±20,4	69±37	11,9
8	-//-//-	диабаз темно-серый. J ₂	0,00±148	2,60±1,9	29,0±18,5	32±34	5,3
9	-//-//-	диабаз темно-серый. J ₂	51,0±155	0,00±1,8	29,7±18,5	34±33	5,8
10	-//-//-	диабаз серый. J ₂	0,00±141	0,00±1,8	28,0±17,8	28±32	4,5
11	-//-//-	гранит-порфир светло-серый J ₂	205,0±182	31,1±2,5	78,5±23,9	137±41	24,4
12	-//-//-	гранит-порфир светло-серый J ₂	380,0±215	60,4±2,6	57,3±22,2	169±44	31,8

13	-//-//-/-	гранит-порфир светло-серый J ₂	126,0±171	49,9±2 4,7	30,3±19,1	106±40	19,8
14	-//-//-/-	гранит-порфир светло-серый J ₂	148,0±173	46,1±2 4,1	80,1±24,4	153±42	27,3
15	-//-//-/-	гранит-порфир светло-серый J ₂	197,0±180	52,1±2 4,7	62,2±22,2	147±42	26,9
16	Аймаки	глина K _{1a}	696,0±255	27,8±2 1	18,2±16,2	114±38	
17	-//-//-/-	-//-//-/-	759,0±281	27,0±2 3	19,3±18,0	119±42	
18	-//-//-/-	глина K _{1al}	681,0±262	30,0±2 1,8	36,2±18,7	133±40	
19	-//-//-/-	-//-//-/-	635,0±226	33,5±1 8,8	36,5±15,9	134±35	
1	2	3	4	5	6	7	8
20	-//-//-/-	-//-//-/-	307,0±169	11,6±1 6,1	41,9±16,1	83±30	
21	-//-//-/-	-//-//-/-	512,0±215	26,1±1 9,2	44,3±17,5	122±35	
22	-//-//-/-	-//-//-/-	730,0±255	37,4±2 0,9	25,3±16,2	136±38	
23	-//-//-/-	глина K _{1br}	776,0±254	33,2±1 8,7	30,7±15,1	134±35	
24	-//-//-/-	-//-//-/-	805,0±254	35,4±1 8,9	21,9±14,5	137±36	
25	-//-//-/-	-//-//-/-	860,0±281	36,9±2 1,4	23,7±16,4	145±40	
26	-//-//-/-	-//-//-/-	896,0±287	31,9±2 1,7	16,5±16,3	132±41	
27	Гергебиль	глина K _{1br}	637,0±229	36,5±1 9,4	38,6±16,5	141±36	
28	-//-//-/-	-//-//-/-	822,0±248	37,9±1 8,3	21,3±13,6	141±34	
29	-//-//-/-	-//-//-/-	762,0±248	30,6±1 8,7	32,3±15,8	137±36	
30	Куба (Казикумухское Койсу)	глина J _{2bt-b}	755,0±239	35,6±1 8,5	28,4±14,9	113±35	
31	-//-//-/-	-//-//-/-	774,0±266	51,6±2 3,1	30,7±15,1	134±35	
32	-//-//-/-	-//-//-/-	895,0±269	36,2±1 9,7	30,7±15,1	134±35	
33	Кумух	глина J _{2b}	881,0±265	79,4 ± 3,7	25,7±15,1	205± 41	
34	-//-//-/-	-//-//-/-	922,0±301	45,8±2 3,9	39,0±19,3	177±44	
35	-//-//-/-	-//-//-/-	768,0±268	32,2±2 1,1	36,6±18,0	144±40	
36	-//-//-/-	-//-//-/-	913,0±270	39,1±1 9,2	32,3±15,5	161±37	
37	-//-//-/-	-//-//-/-	810,0± 254	32,2±1 8,6	32,0 ±16,2	150±36	
38	Уллучара	глина J _{2a1}	871,0 ±275	55,6±2 2,7	46,4±18,4	193±42	
39	-//-//-/-	-//-//-/-	865,0±266	27,1±1 8,8	46,1±17,2	155± 37	

Проанализированные магматические породы входят в состав дайки сложного строения, расположенной в бассейне р. Ахтычай и представленной чередующимися светло-серыми гранит-порфирами и темно-серыми диабазами. Вмещающими породами являются плотные темно-серые сланцы. По результатам анализов мы наблюдаем подтверждение известной в радиогеохимии закономерности – магматические породы кислого состава (гранит-порфиры) более обо-

гашены радиоактивными элементами ($A_{\text{эфф.}}$ от 106 ± 40 до 169 ± 44 Бк/кг), чем породы основного состава (диабазы), для которых $A_{\text{эфф.}}$ изменяется от 28 ± 32 до 69 ± 37 Бк/кг.

Изучен радионуклидный состав глинистых отложений средней юры и нижнего мела Центрального Дагестана. Отобранные для измерений образцы среднеюрского возраста представлены аргиллитами, а нижнемелового – глинами от бурого до черного цвета иногда песчанистыми. В некоторых образцах наблюдается присутствие слюд. Удельная активность в измененных образцах изменяется от 83 ± 30 до 205 ± 41 Бк/кг. Отмечается прямо-пропорциональная зависимость $A_{\text{эфф.}}$ от возраста глин [5]. Повышенными значениями $A_{\text{эфф.}}$ (от 149 ± 48 до 209 ± 48 Бк/кг) обладают проанализированные глинистые сланцы.

Проведенные исследования показывают, что горные породы Дагестана по значениям удельной эффективной активности в большинстве своем являются радиационно-безопасными. Только некоторые образцы гранит порфиров, глин и глинистых сланцев незначительно превышают значения $A_{\text{эфф.}} = 100$ Бк/кг и могут быть отнесены к потенциально опасным.

В рамках проводимых радиологических работ на территории Дагестана обследована радиационная обстановка в штольне, расположенной в 3 км к юго-западу от с. Цудахар на высоте около 2000 м. Это связано с тем, что в средствах массовой информации иногда появлялись сообщения о находящихся здесь радиоактивных захоронениях или проводившихся разработках радиоактивного сырья. Штольня была заложена с целью поисковых работ на целестин - сырье для получения соединений стронция, используемых в пищевой, стекольной, радиоэлектронной, фармацевтической промышленности, пиротехнике, а также в металлургии для легирования специальных сплавов. Целестиновое сырье имеет широкое распространение в Дагестане. Известно 18 его месторождений и рудопроявлений. Самое крупное разведанное месторождение целестина «Синие камни» с запасами 94 тыс. т окиси стронция расположено в Сергокалинском районе.

Штольня представлена основным ходом шириной и высотой в 3 м, длиной в 250 м. В дальней части перпендикулярно основному ходу проложен еще один ход длиной до 100 метров. От этого перпендикулярного хода проложено несколько слепых гrotов длиной 5-10 метров. Породы падают под углом 20 градусов, что приводит к тому, что ходы шахты последовательно прорезают различные типы горных пород (песчаники, известняки, глины). Нами обследованы все части штольни, начиная от входа и до окончания всех гrotов. Суммарная пройденная длина внутри шахты превысила 450 метров. Измерения проводились полевым радиометром СРП-88, являющимся стандартным сертифицированным прибором для проведения поисковых работ и исследований радиационной обстановки.

При обследовании штольни установлено, что никаких посторонних предметов в ней нет. Радиоактивность замерена нами по всей длине шахты, более чем в 20 точках. В ходе исследований установлено, что наименьшая радиоактивность характерна для известняков – 7-10 мкР/час. Для прослоев целестина, гипса (мощность которых достигает 5-10 см) уровни радиоактивности совпадают с таковой для известняков. Для песчаников радиоактивность составляет 15-20 мкР/час. Для глинистых пород установлены наибольшие показатели радиоактивности. При этом заметно, что чем темнее глина (то есть чем больше в ней органического вещества), тем для нее характерны более высокие уровни радиоактивности. Например, глины желтого цвета показывали значения 20-25 мкР/час, глины серого цвета 30-40 мкР в час. Один из пластов глины (мощностью 2 метра) насыщенного черного цвета, в котором, видимо, большое содержание органики, показал радиоактивность порядка 60 мкР в час.

В целом эти данные совпадают с ранее установленными нами данными о распределении радиоактивности по территории Дагестана. В частности уровни радиоактивности известняков, песчаников, глинистых пород установленные нами в шахте в окрестностях Цудахара совпадают с таковыми для остальной территории Известнякового Дагестана.

Обследована также из родника, расположенного в 300 метрах ниже входа в штольню. Гамма-активность воды в нем составляет около 5-10 мкР/час, что характерно для большинства источников родниковых вод в Известнякового Дагестана. По химическому составу – это пресная (минерализация 0,6 г/л) вода с содержаниями микрокомпонентов (в том числе и стронция) не превышающим ПДК.

Таким образом, проведенные инструментальные исследования показывают отсутствие в обследованной штольне следов радиоактивных захоронений или добычи радиоактивного сырья.

Литература

1. Магомедов А.М., Айтеков М-П.Б., Батырмурзаев А.С., Батыров Б.А. Новые данные о радиоактивности дайковых пород бассейна р. Ахтычай (Южный Дагестан) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1975. № 3. С. 29-33.
2. Айтеков М-П.Б. Новая радиоактивная аномалия в Южном Дагестане // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 46. С. 98-99.
3. Мирошниченко Т.А., Бутаев. А.М., Давыдов А.И. Закономерности распределения урана-238 и тория-232 в почвах и породах Большого Кавказа // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. 2002. № 3. С. 71-76.
4. Бутаев. А.М., Абдуллаева А.С., Гуруев М.А. Естественные радионуклиды в породах и почвах Дагестана и содержание радона в воздухе жилых помещений // Вестник ДНЦ РАН. 2006. №23. С. 59-65.
5. Айтеков М-П.Б., Алиева Э.Г-М, Гусейнов Д. Естественные радионуклиды в глинах Дагестана // Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып.51, 2007. С. 102-104.
6. Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. М.: Изд. МГУ, 1973.
7. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99). СП 2.6.1.758-99. М.: Минздрав РФ, 1999. 116 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИЗИЛ-ДЕРЕ

Газалиев ИМ, Гуруев М.А., Мацапулин В.У.

Институт геологии ДНЦ РАН, Филиал ФГУ «ЦЛАТИ по ЮФО»

Месторождение медно-пирротиновых руд Кизил-Дере, расположено в Ахтынском районе Республики Дагестан, в долине р.Кизил-Дере при слиянии её с р.Ахтычай, рядом с селением Хнов. Разведано в период с 1965 по 1985 гг. запасы подсчитаны и утверждены в ГКЗ. Подсчитаны кондиции по ценам СССР.

Предприятие ООО «РосИнвест» обладающее лицензией на разработку месторождения Кизил-Дере основано с целью постройки подземного рудника и обогатительной фабрики на месторождении. Предполагается добыча медноколчеданных, цинкоколчеданных и серноколчеданных руд. Обогажительная фабрика предназначается для получения медного концентрата.

Из рассмотренных ранее вариантов отработки с обрушением и профилактическим заливанием и с закладкой выработанного пространства самотвердеющими и/или бетонными смесями, отдано предпочтение второму варианту – с полной закладкой выработанного пространства.

Работы на руднике запланировано проводить 365 дней в году. Мощность разрабатываемого месторождения 58.216 млн. т руды, содержащей 1.163 млн. т меди, 82.9 тыс. т цинка, 14.017 млн. т серы, 15.365 тыс. т кобальта, 3 млн. т селена. Ежегодно планируется извлекать 3 млн. т руды. Месторождение планируется обрабатывать в течение 16 лет.

Производительность обогатительной фабрики - 50 тыс. т по меди. Вырабатываться будет медный концентрат КМ-5, содержащий 20,1% меди и 35,93% серы. Выход концентрата из руды 11,15%, извлечение меди в концентрат 87,19%. Концентрат будет получаться методом селективной медной флотации.

Под размещение объектов рудника, обогатительной фабрики и вспомогательных объектов предусмотрено отведение территории размером до 100 гектаров. Ответственный пользователь территории-ООО «РосИнвест».

Река Кизил-Дере будет взята в бетонный водовод, сброс - в реку Ахтычай.

Вскрышные породы используются в строительстве и закладке горных выработок. В связи с принятой системой отработки месторождения с твердеющей закладкой, 35% хвостов наибольшей крупности будет использовано для приготовления закладочной смеси. 65% отмытых шламов будет направлено на хвостохранилище. Таким образом, хвостохранилище предусматривается наливного типа. Общая емкость хвостохранилища составляет 24 млн.м³, состоит из двух секций по 12 млн.м³ каждая.

Хвостохранилище сооружается в русле р. Кизил-Дере выше рудника с отводом ее каналом в прежнее русло ниже хвостохранилища. Расход воды 16 м³/сек. сечение канала 1,5х2,5 м.

Для устройства хвостохранилища предусматривается сооружение низовой дамбы на первый период с наращиванием ее до проектных отметок в процессе эксплуатации.

Дамба сооружается из местных грунтов из карьера.

В ложе хвостохранилища предусматривается сооружение противофильтрационного экрана из тонкодисперсного кальматанта. Ниже низовой ограждающей дамбы предусматривается противофильтрационный дренаж с возвратом дренажных вод в хвостохранилище. Для подачи хвостовой пульпы в хвостохранилище предусматривается система насосная станция - пульпопроводы.

Осветленная вода из хвостохранилища возвращается на обогатительную фабрику.

Срок эксплуатации первой секции - 15 лет. На второй срок необходимо устройство второй секции каскадом, выше по ручью Кизил-Дере.

По окончании работы предприятия хвостохранилище твердых отходов будет подвергнуто рекультивации. Неопасные промышленные и бытовые отходы предприятия в количестве до 20 т/год будут складироваться на полигоне твердых бытовых отходов.

С 1965 по 1983 годы при проведении на месторождении Кизил-Дере геологоразведочных работ было извлечено проходческих пород более 50 тыс.м³. Масса извлеченной породы, которая сбрасывалась в ложе реки Кизил-Дере (приток второго порядка реки Самур), превысила 170 тыс. тонн. По расчетам, проведенным на основе данных геологоразведки, количество сброшенных в водоохранную зону реки полезных ископаемых (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит и т.д.) оценивается примерно в 11,5 тыс.тонн.

В настоящий период в водоохранной зоне реки Кизил-Дере масса остаточного содержания отвальных пород оценивается примерно 28 тыс. т. В них содержится более 600 тонн смеси купоросов. За истекшие более чем 40 лет в поймы рек Кизил-Дере и Ахтычай (приток первого порядка реки Самур) паводковыми водами смыто не менее 140 тыс. тонн окисленных проходческих пород с высоким содержанием ионов тяжелых металлов, в том числе только в 2002 году – порядка 20 тыс. т. В отвальных породах идет активизация окислительно-восстановительных процессов. В процессе выщелачивания отвалов атмосферными осадками тяжелые металлы в виде купоросов попадают в водные системы.

Как известно, в условиях поверхности, в присутствии кислорода и влаги воздуха протекают процессы окисления руд. После завершения в 1983 году поисково-разведочных работ на месторождении проходческие штольни в установленном порядке не были законсервированы. Это, по всей видимости, приводит к интенсификации процессов окисления полезных ископаемых в поверхностной части месторождения. В некоторых местах вследствие разрушения рудного тела, отмечается затруднение хода окислительных процессов в сливах, что приводит к избыточному образованию серной кислоты и сульфата трехвалентного железа как промежуточных продуктов окисления сульфида железа. Наблюдается вытекание штольневых сливов с повышенной кислотностью (рН<4).

Данные многочисленных авторов, а также анализ фондовых материалов свидетельствуют, что начало в 1965 году геологоразведочных работ на месторождении Кизил-Дере сопровождается нарастающим негативным техногенным воздействием на качество вод реки Самур. Хотя в настоящий период наблюдается некоторое смягчение негативного техногенного воздействия на природную среду региона активизированные шахтные рудоносные отвалы и сливы шахтных вод до сих пор остаются источником загрязнения вод реки Ахтычай и далее реки Самур солями тяжелых металлов (Be, Cu, Zn, Fe, Mn, Cr, Cd).

Исходя из вышеизложенного сохраняющее до сих пор неудовлетворительное экологическое состояние региона можно рассматривать в контексте уже происшедших воздействий и деформаций качества окружающей среды при реализации геологоразведочные работы на месторождении Кизил-Дере.

Следует ожидать, что начало промышленного освоения месторождения Кизил-Дере будет сопровождаться количественно и качественно более высокой степенью техногенного воздействия и трансформацией окружающей природной среды. Сложный технологический процесс горнодобывающего производства, включает горнопроходческие, вскрышные и очист-

ные работы, осушение месторождения и горных выработок, транспортировку и складирование пород и отходов обогащения, строительство и функционирование инженерных сооружений инфраструктуры, которые активно и разнообразно воздействуют на геологическую среду и сопредельные с ней поверхностную гидросферу и атмосферу. Это требует при геоэкологических исследованиях четких представлений о действующих природных и техногенных факторах, источниках техногенного воздействия на окружающую среду, природных и других объектах, подвергающихся воздействию, а также о возможных экологических проблемах.

Ландшафтно-географическое, геолого-структурное положение месторождения Кизил-Дере, его геохимические, гидрогеологические и инженерно-геологические условия формирования диктуют необходимость при планировании работ по освоению учитывать основные факторы и источники техногенного воздействия. С целью минимизации уровня воздействия на компоненты природной среды выбор тех или иных операций должен, прежде всего, определяться с точки зрения их экологичности и с позиции наилучших существующих технологий.

Неоспоримо, что разработка месторождения Кизил-Дере и сопутствующая ей деятельность может обострить некоторые экологические проблемы в районе. По всей видимости, добыча и переработка руды приведет к определенному техногенному преобразованию природной среды вследствие отчуждения и нарушения земель, извлечения из недр больших объемов горных пород, подземных вод и газов, размещения твердых и жидких отходов переработки и обогащения полезных ископаемых, а также в результате создания соответствующей инфраструктуры.

Основные экологические проблемы, которые могут возникнуть при освоении данного месторождения, при выбранной технологии добычи и переработки руды, будут связаны с нарушением больших массивов горных пород, изменениями в гидросфере, состоянии качества поверхностных вод и почвенного слоя, загрязненностью атмосферного воздуха.

Нарушение массива горных пород при строительстве рудника может быть связано со следующими факторами:

- масштабным формированием выработанного пространства и нарушением целостности массива;
- изменением состава, строения, инженерно-геологических свойств пород;
- увеличением трещиноватости пород и раскрытости массива; сдвижением и обрушением подработанных толщ, деформацией земной поверхности (провалы, мульды оседания);
- активизацией и возникновением инженерно-геологических процессов и явлений (оползни на природных склонах, эрозия, сели при подрезке склонов и накоплении на них отвалов);
- изменением рельефа в результате размещения отвалов, заполнения хвостохранилищ;
- возникновением инженерно-геологических процессов на отвалах и прилежащих к ним территориях (оседание, обрушение, оползание, селеобразование);

В подземной гидросфере могут проявиться следующие изменения:

- снижение напоров и уровней подземных вод;
- развитие депрессионных и пьезометрических воронок, вызывающих изменение направления движения фильтрационных потоков, активизация питания и сокращение естественной разгрузки подземных вод, изменение гидравлической взаимосвязи водоносных горизонтов с реками, водоемами и между собой за счет перетекания через разделяющие слои;
- изменение режима (уровней, расходов, химического состава, температуры) и составляющих баланса подземных вод;
- преобразование химического состава вод при взаимодействии различных водоносных горизонтов, подтягивании вод высокой минерализации в плане и с глубины;
- формирование кислых шахтных и рудничных вод с высокими содержаниями тяжелых металлов, в связи с процессами взаимодействия вод и пород в отработанных частях массива;
- загрязнение грунтовых вод, почвы и пород зоны аэрации при растекании и инфильтрации вод из накопителей отходов обогатительной фабрики, хвостохранилища, а также в результате ветровой и водной эрозии отвалов, отходов обогатительной фабрики, хвостохранилища, оседания пыли, образующейся при взрывных работах;

Изменение состояния и качества поверхностных вод может быть выражено:

- изоляцией русла реки Кизил-Дере бетонными лотками;
- ущербом речному стоку за счет сокращения его питания грунтовыми водами (сокращение подземного стока в реки) и инфильтрации поверхностных вод в подстилающие отложе-

ния;

- загрязнением вод вследствие сброса недостаточно очищенных шахтных и рудничных вод и промстоков на поверхность земли и в гидрографическую сеть, инфильтрацией вод из хвостохранилища, крупных отстойников, выщелачиванием атмосферными осадками отвалов, хвостов обогатительной фабрики, смывом вредных веществ атмосферными осадками с промплощадок, жилых массивов, складов ГСМ и др.

Изменения в почвенном слое и в зоне аэрации проявятся:

- размерами территории нарушения или полного уничтожения почв в пределах горного отвода, изъятием их из использования для сельскохозяйственных целей в сфере влияния горнодобывающего предприятия;

- степени химического загрязнения почв и зоны аэрации, а также снижением продуктивности почв в результате поступления в них минеральных и органических соединений с пылью, загрязненными атмосферными осадками, сточными и дренажными водами, потерей минеральной массы при транспортировке пород, загрязнением газовыми выбросами автотранспорта.

К изменению состояния атмосферного воздуха приведут:

- газы и пыль, образующиеся при применении взрывчатых веществ для отбойки пород;
- газы, поступающие в атмосферу при проветривании подземных горных выработок в составе шахтного воздуха;

- газы, мигрирующие в атмосферу из массивов пород и полезных ископаемых при их отработке;

- газы, выделяющиеся из породных отвалов, особенно при возможном горении породной массы отвалов;

- газовыделения при работе транспорта и технологических машин;

- газовыделение при отоплении жилищ;

- пыль, образующаяся в результате ветровой эрозии отвалов и хвостохранилищ.

Не менее важные экологические проблемы могут быть связаны с уничтожением в процессе производства работ сельхозугодий, изменением характера растительности, животного мира и условий жизни проживающего коренного населения.

Одной из основных проблем освоения месторождения Кизыл-Дере является утилизация пирит пирротинового или так называемого серного концентрата, остающегося после извлечения из руд меди и цинка. Эта проблема потребует определенных технологических решений, т.к. утилизация этого материала на месте в силу способности его к интенсивному окислению (самовозгоранию) может существенно ухудшить атмосферу, гидросферу и почвенный покров территории.

Дополнительную нагрузку на окружающую среду окажет транспортировка конечного продукта. Всего при отработке месторождения Кизил-Дере необходимо будет вывезти порядка 5 млн. тонн 10% концентрата на ж/д станцию Белиджи. При отработке месторождения за 15 лет это составит 330 тыс.тн за 1 год, 1100тн в день. При перевозке 10тн КАМАЗ(ами) это составит 110 рейсов в сутки или 4-5 рейсов в час, т.е. автомашины будут проходить через каждые 10-15 минут, а учитывая возвратные рейсы через 7-8 минут. Т.е. движение по дорогам будет весьма интенсивное. Дороги будут проходить через селения Смугул, Ахты, Усук-чай, Койсун, остальные сёла имеют объездные дороги. Такое движение несомненно будет негативно воздействовать на население этих сел и может возникнуть проблема строительства объездных дорог.

В целях снижения техногенной нагрузки горнодобывающей деятельности на окружающую среду и экономических издержек производства важным представляется выполнение оценки по ряду вопросов рационального использования водных ресурсов, недр, горной массы, отходов обогащения:

- оценка эксплуатационных запасов подземных вод, участвующих в обводнении месторождений твердых полезных ископаемых (так называемых "дренажных вод"), с целью использования для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения;

- оценка шахтных, рудничных вод в качестве гидроминерального сырья, как содержащих в значительных количествах полезные компоненты (металлы, соли, редкие элементы);

- оценка (на основе получения геологической и горнотехнической информации) полноты использования недр при одновременном сокращении размеров землепользования, обеспечения извлечения попутных компонентов, возможности использования отходов, а также сокращения твердых и жидких стоков и выбросов пыли и газов;

- оценка полезных ископаемых и вмещающих пород в части содержания экологически

вредных компонентов и примесей, с учетом распределения их в рудах, углях, сланцах, солях, и в других полезных ископаемых, продуктах переработки, отходах обогащения, пылевых выбросах, отвалах;

– оценка пригодности вскрышных и вмещающих пород для непосредственного использования в хозяйственных целях или для переработки, способности их к самовозгоранию в отвалах, пригодности для технической и биологической рекультивации земель.

Должны быть предложен комплекс эффективных и достаточных природоохранных мероприятий или природоохранных систем:

– внедрение малоотходных технологий добычи и обогащения полезных ископаемых;
– рациональный водоотбор, обеспечивающий понижение уровней подземных вод в соответствии с темпами углубления горных разработок, а также комплексирование осушения месторождения с предотвращением загрязнения и использованием дренажных вод для водоснабжения;

– очистка рудничных, шахтных вод и промстоков, организация оборотного водоснабжения;

– сооружение цементационных завес, обратная закачка вод в осушаемые водоносные горизонты (гидрозавеса), закачка и захоронение вод и жидких отходов;

– предупреждение или ликвидация подтопления территории, промплощадок и жилых поселков в период возможных паводков;

– укрепление и гидроизоляция отвалов, предотвращение их самовозгорания;

– пылеподавление при добыче, перегрузке и транспортировке горной массы, при буровзрывных работах и работе транспорта;

– локализация очагов загрязнения почв, зоны аэрации, грунтовых и напорных вод;

– переработка и использование отвалов, отходов обогащения;

– рекультивация земель, создание рекреационных зон.

Вопрос о целесообразности разработки месторождения Кизил-Дере вызвал большой разброс мнений среди ученых, специалистов и общественности Республики Дагестан. Мнения расходятся, например, от полного отрицания необходимости начала промышленного освоения месторождения до возможности его освоения без причинения значимого ущерба природной среде региона в случае применения наилучших из существующих технологий и соблюдения ряда экологических ограничений.

Сохранение существующего положения вещей в долгосрочном аспекте может привести к активизации окислительно-восстановительных процессов, процессов выщелачивания в условиях поверхности месторождения Кизил-Дере, к прогрессирующему химическому загрязнению вод и земель бассейна р. Самур солями тяжелых металлов, ухудшению качества питьевых и орошаемых вод, а также к безвозвратному истощению уникального месторождения полезных ископаемых.

Такая ситуация предполагает два решения - проведение полной консервации месторождения или его отработку. Промышленное освоение месторождения Кизил-Дере внесет положительный вклад в экономику Республики Дагестан, особенно Ахтынского района и других районов Южного Дагестана, привлечет дополнительные инвестиции в геологоразведочную отрасль, позволит создать новые рабочие места, значительно снизить социальную напряженность в регионе и позволит решать многие экологические проблемы на качественно более высоком уровне. Перед началом этих работ должен быть разработан окончательный проект разработки месторождения с последующим выполнением оценки воздействия на окружающую среду (ОВОС). Это позволит оценить конкретные экономические выгоды от реализации проекта, экологические риски и уровень мероприятий по охране окружающей среды.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНЕ р. ЧИРАГЧАЙ

Идрисов И.А.

Институт геологии ДНЦ РАН

Опасные геологические процессы широко распространены на территории Дагестана, периодическая их активизация приводит к значительному социально-экономическому ущербу.

В то же время, особенности их распространения и возможный масштаб последствий во многом зависит от природных особенностей конкретных участков, изучение которых позволяет прогнозировать их развитие в будущем. Одними из наиболее характерных, для горной части Дагестана, является образование оползней, запрудных озер, селей и т.д.

В современных условиях запрудные озера представлены на разных стадиях развития начиная от озер, образовавшихся в 21 веке, до тех, котловины которых полностью заполнены наносами и возраст которых можно оценить в первые тысячи лет [1]. Многочисленность запрудных озер в Дагестане (на разных стадиях развития) приводит к мысли, что условия для их образования здесь представлены широко и подобные процессы являются типичной особенностью его природы. Данный вывод позволяет рассматривать эту территорию как полигон для изучения процессов формирования и развития запрудных озер.

Самым молодое запрудное озеро образовалось после схода оползня 25 марта 2010 года и запруживания реки Чирагчай. В предшествующий сходу этого оползня период, в различных районах Дагестана и на сопредельных территориях (Грузия) несколько месяцев выпадали обильные осадки, образовывалось множество оползней, селей и т.д. Суммарное количество осадков в осенне-весенний период 2009-2010 годов можно оценить в 300% от нормы, что составляет примерно 400 мм осадков.

Оползень сошел вдоль долины правого притока этой реки – ручья Цулухумлец. Местность сложена глинистыми сланцами и песчаниками средней юры. Характерно, что падение слоев направлено внутрь склона (на юго-запад). Это привело к тому, что в современных условиях сформировался довольно крутой уклон поверхности (около 30°) в слабо устойчивых глинистых сланцах. Долина реки заложена вдоль полосы развития глинистых сланцев и протягивается вдоль крыльев антиклинали на северо-востоке и синклинали на юго-западе. Река имеет пойму шириной 100-200 метров. Четко выражена в рельефе терраса высотой примерно 10 метров (1 н.п.т.). Также сохранилась терраса высотой 25-30 метров (2 н.п.т.). Однако ее поверхность осложнена делювиальными шлейфами и выражена плохо. Эта терраса лучше сохранилась вдоль левого берега реки (где преобладают песчаники средней юры). Общая ширина долины может быть оценена в 1,5-2,0 км.

При прорезании ручьем склона в результате обильного выпадения осадков и таяния снега произошло ослабление устойчивости массивов сланцев. Срыв оползневых масс происходил в несколько этапов. Следы этих этапов зафиксированы в серии крупных валообразных форм (блоков) в теле оползня. Мы предполагаем, что было три этапа схода оползня.

Оползневой блок первого этапа имеет ширину около 250 метров, мощность до 10 метров, объем ≈ 370 тыс.м³. Этот блок полностью перегородил пойму реки, высота гребня соответствует уровню 1 н.п.т. Блок образован преимущественно обломками песчаников. Характерны крупные ненарушенные фрагменты дерна (до 5 м²) с густым травянистым покровом. Соответственно можно предполагать, что субстрат сползал в целом сохраняя макроцелостность, произошло лишь полное разрушение внутренней структуры оползшего массива. Непосредственно данный блок служит запрудой для сформировавшегося выше Чирагского озера (озеро 1). Длина озера порядка 500 метров, ширина до 200 метров, глубина ≈ 10 метров. Высота уреза воды в озере 2095 метров. К настоящему времени сформировался эрозионный врез ниже этого озера. Характерно, что врез происходит не в тело оползня, а в прилегающие к оползнию аллювиальные отложения 1 н.п.т. Ширина размытой зоны до 3 метров. Длина стока из озера 1 в озеро 2 порядка 40 метров. Перепад высот ≈ 5 метров.

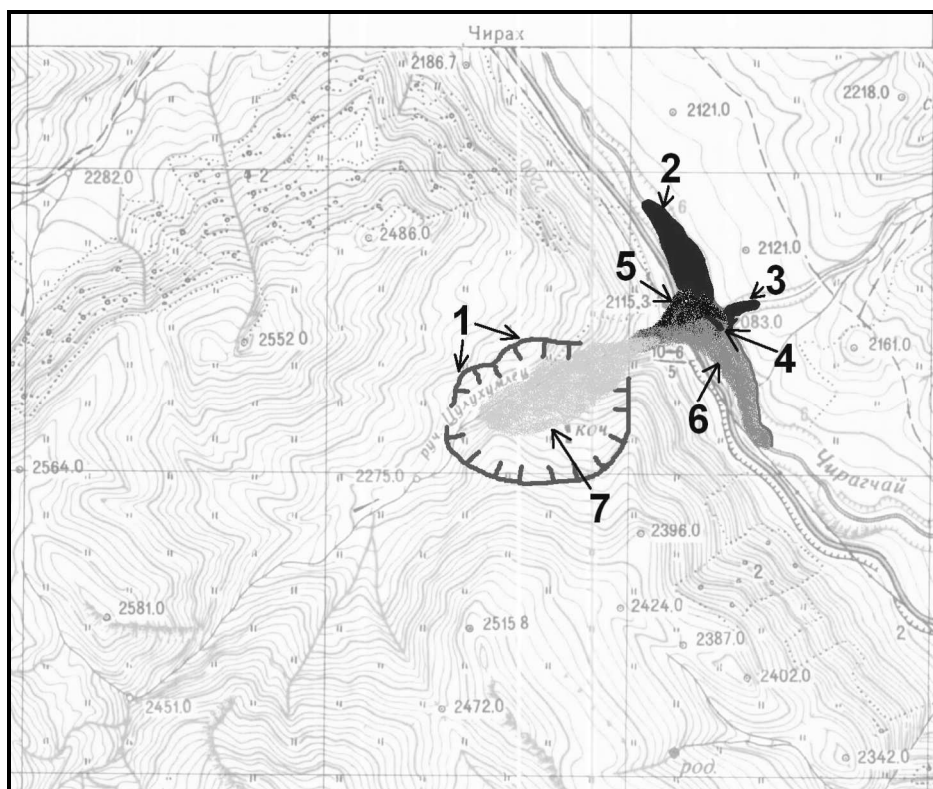
После первого, сошел второй оползневой блок. В центральной части он практически пристыкован к первому блоку. Этот блок подпрудил бессточную долину с левого берега р. Чирагчай. В этой долине сформировалось Чирагское озеро 2. Длина озера до 50 метров, ширина ≈ 20 метров, глубина ≈ 7 метров. Сток из этого озера длиной в несколько сотен метров. Также происходит размыв преимущественно аллювия 1 н.п.т.

Ниже по долине второй блок отходит от первого, на расстояние ≈ 20 метров, между этими блоками в теле оползня образовалось бессточное озеро (Чирагское озеро 3). Длина до 25 м, ширина и глубина ≈ 5 метров. Вода в озере прозрачная и резко отличается от воды реки и других озер, в которых вода мутная и проточная. Вероятно, пополнение этого озера идет за счет фильтрации воды сквозь тело оползня. Второй блок имеет объем ≈ 600 тысяч м³. Наибольшие отметки высоты этого блока превышают уровень 1 н.п.т на 3-5 метров. Также характерно, что этот блок продвинулся вниз по долине реки на 400 метров. В этой части блок пред-

ставляет собой слой толщиной 2-3 метра который полностью заполнил пойму реки и отеснил ее противоположному левому берегу. Блок сложен сланцами и песчаниками.

Верхнюю часть оползня и пространство оползневого цирка заполнено оползевыми массами которые сошли в последнюю очередь (блок 3). Примерный объем этого блока ≈ 1000 тыс.м³. Заметно, что на стенках отрыва цирка имеются крупные глубокие трещины, по которым будет происходить срыв оползневых блоков в дальнейшем. Сами стенки отрыва имеют вертикальную высоту до 10 метров. Перепад высот от верхних кромок стенок отрыва до нижних частей оползня достигает 270 метров. Общий объем оползня на август 2010 ≈ 2 млн.м³.

Поскольку подпрудная плотина в целом имеет небольшую мощность (менее 150 метров) и при этом отличается наличием возможностей для внутренней фильтрации (благодаря наличию которых существует запрудное озеро 3), а также с учетом того, что идет интенсивный размыв аллювиальных отложений 1 н.п.т., мы предполагаем, что эта система запрудных озер быстро прекратит свое существование. В течении ближайшего времени можно ожидать дальнейшее углубление эрозионной ложбины из озера 2. Это приведет к прогрессивному размыву нижней части оползня (блока 2), что в свою очередь приведет к резкому ослаблению устойчивости подпруды (блок 1), которая сдерживает самое верхнее и крупное (Чирагское озеро 1). Развитие этого процесса неизбежно приведет к прорыву этого озера и образованию ниже по долине реки катастрофического селя. Характерно, что уже к концу лета определенные участки акватории Чирагского озера 1 уж заполнялись аллювиальными наносами из мелких обломков глинистых сланцев. Этот материал, а также отложения оползневых тел собственно и послужат материалами для развития селевого потока.



- | | |
|------------------------------------|------------------------|
| 1 – Границы срыва оползня; | 5 – Оползневой блок 1; |
| 2 – Запрудное озеро 1 – Чирагское; | 6 – Оползневой блок 2; |
| 3 – Запрудное озеро 2; | 7 – Оползневой блок 3. |
| 4 – Запрудное озеро 3; | |

Рис. 1. Картограмма окрестностей Чирагских запрудных озер

На наш взгляд значительная угроза формирования данного селя должна привлечь пристальное внимание жителей ряда районов (Агульского, Хивского и Сулейман-Стальского), а также заинтересованные республиканские структуры. Необходимо разработать проект постоянных наблюдений за состоянием оползня, особенно в период резких подъемов уровня воды в период таяния снегов (конец весны) и интенсивных ливневых осадков (летом-осенью).

В качестве одной из мер снижения угрозы прорыва запруды можно рассмотреть проект отвода стока реки Чирахчай по искусственному бетонированному руслу. Этот отвод можно ис-

пользовать для постройки малой ГЭС, перепад высот между уровнем верхнего озера и окончанием оползневого блока можно оценить в 15 метров, ежегодный сток в реке в среднем 3 м³/с.

Прогнозируемое развитие данных природных объектов основано на анализе формирования и прорыва подобных озер в прошлом. Например, озеро на р. Дюльтычай, образовалось в 1906 года и было прорвано в 1960 году. Глубина озера достигала 30 метров. Это озеро существовало в период проведения топоъемки территории в середине 1950 годов. Озеро показано между хребтами Харанг (высотой 2911 метров) и Михгайкул (высота 3380 метров). Склоны хребтов практически без каких либо перегибов рельефа выходят к долине реки. Окрестности озера сложены песчаниками средней юры (аален). На картах того времени длина озера показана в 1300 метров, ширина до 450 метров. Высота уреза воды 1984 метра. Из озера вверх оползневого тела происходил сток реки Дюльтычай. В середине 19 века широко известно было Хупринское озеро на реке Китлярта, которое имело глубину порядка 100 футов (35 метров), было прорвано в конце 19 века. Предварительные данные [2] позволяют предположить, что в зоне развития массивных известняков и песчаников формируются запрудные озера глубиной 50-300 метров [3], существующие сотни лет. Прорыв таких озер (Казеноям, Мочохское) может привести к катастрофическим последствиям. Однако для подобных озер прорыв не типичен. Принципиально по-другому, обстоит дело в зоне развития глинистых сланцев. Здесь формируются запрудные озера глубиной до 50 метров (Дюльтычайское, Хупринское), которые менее чем за 100 лет прорываются с образованием крупных паводков. Необходимо учитывать эту особенность развития подобных объектов. Соответственно необходимо уделить большое внимание современному состоянию и динамике развития Чирахских запрудных озер с целью минимизации возможных негативных последствий их прорыва.

Литература

1. Идрисов И.А., Исаков С.И. Распространение запрудных озер на Восточном Кавказе в связи с развитием крупных оползней. // Научное обозрение. Сборник статей Ассоциации молодых ученых Дагестана. Махачкала, 2009. С.103-104.
2. Идрисов И.А., Исаков С.И. Распространение запрудных озер на территории Дагестана. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Тр. Института геологии ДНЦ РАН. Вып.56. Махачкала, 2010. С. 136-138.
3. Гюль К.К., Власова С.В., Кисин И.М., Тертеров А.А. Физическая география Дагестанской АССР. Махачкала, 1959. 250с. С.214-215.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Колотов Б.А., Вдовина О.К., Полякова Ю.А.

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ФГУП «ИМГРЭ»)

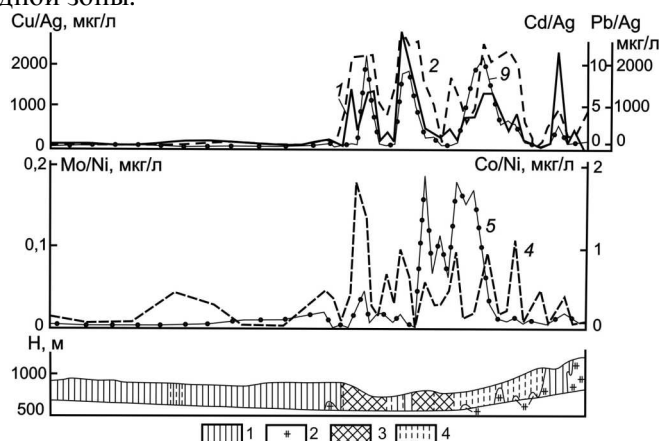
Обладая подвижностью при передвижении в компонентах окружающей среды (ОС) или при переходах из одного компонента в другой, подвижные формы оказывают основное влияние на ее состояние. Кроме того, подвижные формы обеспечивают наиболее контрастный сигнал при геохимическом изучении состояния ОС по сравнению с валовыми концентрациями элемента, являясь прямой причиной влияния на это состояние. Здесь заложен огромный потенциал изучения ОС, в том числе и применение новых методов поисков и оценки состояния ОС, таких, например, фитогидрогеохимический (исследование транспирационных растворов), почвенно-гидрогеохимический (исследование поровых растворов почв, рыхлых отложений) и др.

Изучение подвижных форм элементов имеет большое экологическое значение, оно напрямую зависит от комплекса элементов, загрязняющих ОС и, прежде всего, их подвижных форм. Причем, установлено [2], что подвижные формы некоторых металлов (Cd, As) настолько мобильны, что, находясь в твердофазных составляющих снега лавин, при таянии последних, попадают в поверхностные воды, минуя подстилающий пролювий. Основным приёмом при исследовании подвижных форм в субстрате окружающей среды является изучение различного рода вытяжек (водной, кислотной и др.).

Методы исследования подвижных форм для поисков месторождений и оценки состояния ОС, опробованы на рудных месторождениях, нефтегазовой структуре (Филипповская нефтеносная площадь), транспортных коммуникациях, городских агломерациях и др.

Великолепные результаты дают исследования подвижных форм в растительности, поскольку транспирационные растворы растений «просматривают» практически всю зону аэра-

ции, подтягивая концентрации микроэлементов до поверхности и насыщая транспирационные растворы химическими элементами. На рис. 1 показан профиль с данными по слабокислым вытяжкам на одном из рудных месторождений на Рудном Алтае. Металлы в вытяжках чётко контролируют параметры рудной зоны.



1 – Cd/Ag; 2 – Pb/Ag; 3 – Cu/Ag; 4 – Mo/Ni; 5 – Cr/Ni; 1 – безрудные толщи; 2 – дайки андезитов; 3 – участки оруденения; 4 – перспективный участок.

Рис. 1 Поведение металлов в слабокислых вытяжках из листьев акации по профилю через рудные тела месторождения Чекмарь (Рудный Алтай).

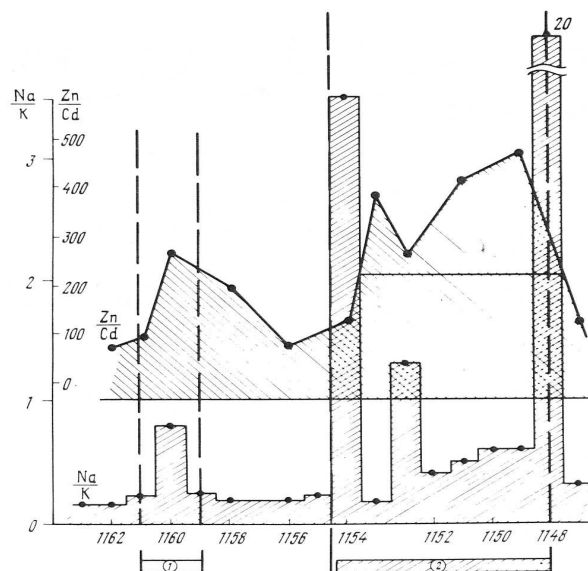
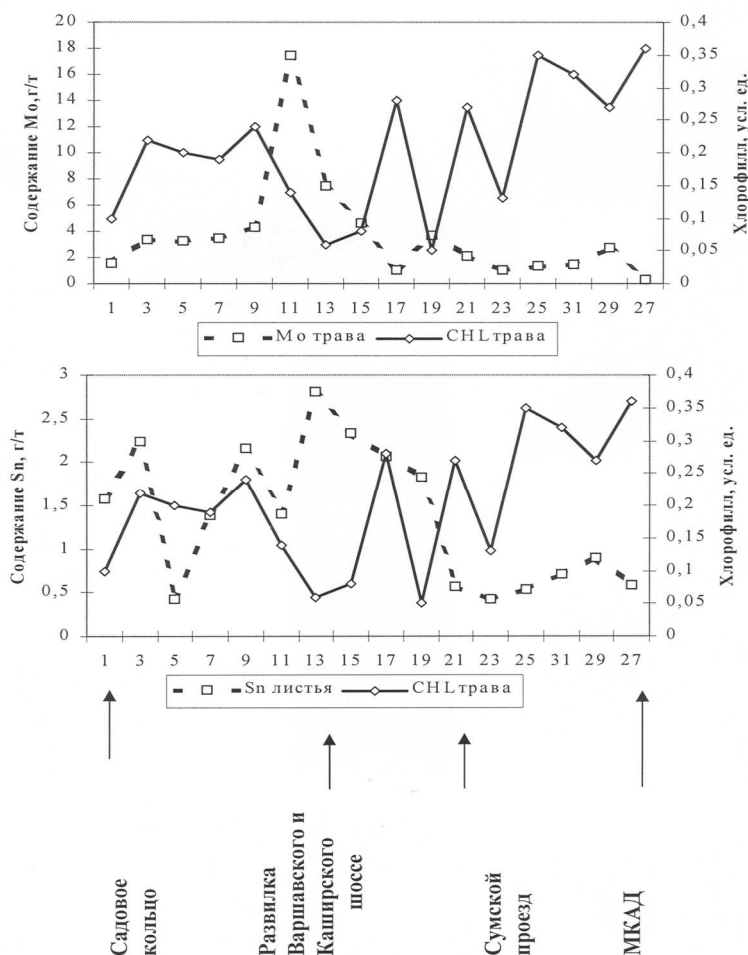


Рис. 2 Результаты анализа водных (и) и кислотных (ii) вытяжек из листьев березы по профилю через нефтегазоносную структуру: 1 – перспективный участок по геофизическим и геохимическим данным; 2 – Филипповская нефтеносная площадь.

Изучение подвижных форм элементов, как и валового их содержания, имеет и большое экологическое значение, поскольку состояние биоценозов и хлорофилла, как основы существования их напрямую зависит от комплекса элементов, загрязняющих ОС и прежде всего их подвижных форм. Это прекрасно иллюстрируется рисунком 3, когда загрязнение почвы приводит к разрушению хлорофилла и его дефициту на загрязнённой территории (г. Москва).



CHL – хлорофилл; Mo- молибден; Sn – олово.

Рис. 3 Содержания олова, молибдена и хлорофилла в растительном покрове по профилю через г. Москву от МКАД до Садового кольца

Исследования зарубежных ученых последних лет показали сам механизм выброса элемента полыми волосками листьев при попадании в вытяжку. Схема приведена на рисунке 4, на примере кадмия (исследования Yee A. [3])

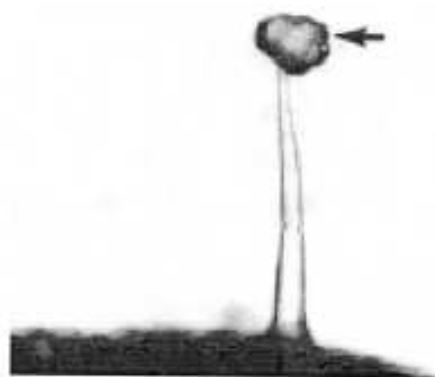


Рис. 4 Образование кристалла Cd-Ca фитохелатина (стрелка) на головке полового волоска на поверхности листа табака (*nicotiana tabacum* L.) при подкормке всходов солями кадмия [3]

Таким образом, подвижные формы химических элементов при передвижении в компонентах ОС или при переходах из одного компонента ОС (из воды в растительность, из растительности в почву и т.д.):

- оказывают основное влияние на состояние биогеоценозов;
- обеспечивают наиболее контрастный геохимический сигнал по сравнению с валовыми концентрациями элемента; что позволяет чётко контролировать рудные и даже нефтегазоносные структуры

Литература

1. Вдовина О.К. «Основные факторы эколого-геохимической опасности высокогорного рекреационного комплекса «Мамисон» на Северном Кавказе: Автореф. канд. дис. М., 2009
2. Колотов Б.А. Проблемы аналитического комплекса работ при картировании (на примере геохимического картирования). Прикладная геохимия, № 4. – М: ИМГРЭ, 2003. С. 207-225.
3. Yee A. // Goddard Space Flight Centre, Release №: 00-23., Greenbelt, Md. Feb. 21, 2000.

ВОДЫ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

*Лаврушин В.Ю., Киквадзе О.Е., Покровский Б.Г., Алиев Ад. А. *, Поляк Б.Г.
Геологический институт РАН, *Институт геологии НАН Азербайджана*

Грязевулканические системы, как правило, формируются в крупных осадочных бассейнах, ассоциирующихся со структурами аккреционного типа зон субдукции или внутриконтинентальной коллизии. В таких обстановках соблюдается два необходимых условия образования грязевых вулканов [Korff, 2002] – накопление многокилометровых толщ осадков, обладающих большим углеводородным потенциалом, и высокая степень тектонической раздробленности, обеспечивающая вертикальную проницаемость водоупорных слоев. Районы проявления грязевого вулканизма часто соседствуют с областями новейшей магматической активности. В связи с этим до сих пор дискутируются вопросы условий формирования и генезиса углеводородных флюидов грязевулканических систем. Чаще всего эти системы связываются с осадочным циклом преобразования органического и минерального вещества, а также литостатическим уплотнением глинистых толщ [Губкин и Федоров, 1938; Холодов, 2002]. Наряду с этим существуют представления о глубинной (магматогенной, не осадочной) природе грязевого вулканизма [Валеев и др., 1985]. Однако исследование изотопов гелия в грязевулканических газах Кавказского региона не подтверждает эту гипотезу [Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996; 2009].

Судя по геофизическим данным, глубина заложения «корней» вулканов в Южно-Каспийской впадине может достигать 8-9 км [Якубов и др., 1980]. Поэтому исследование грязевулканических эманаций дает представление о геохимических особенностях глубинных флюидных систем, недоступных в настоящее время для опробования скважинами. Наряду с газовой фазой через грязевулканические каналы происходит разгрузка заметных объемов воды и глинистой пульпы. Изучение водной фазы позволяет получить представление об условиях формирования грязевулканических флюидов. С этой целью опробовались воды грязевых вулканов Кавказского региона (Азербайджана, Восточной Грузии и Таманского полуострова (Россия)). В пробах воды определялся химический и изотопный состав С, О и Н. С помощью гидрохимических геотермометров (Mg-Li, Na-Li, Na-K и SiO₂) оценивались пластовые температуры флюидогенерации [Kharaka et al., 1989].

Минерализация грязевулканических вод Кавказского региона варьирует от 0,3 до 75 г/л, но чаще всего встречаются воды с минерализацией 9-16 г/л. Максимальные значения минерализации в грязевулканических районах Кавказа различаются. На Тамани она не превышает 22 г/л (вулк. Гладковский), а в Азербайджане и Грузии встречаются воды с минерализацией до 75 и 32 г/л, соответственно. В Закавказье сильно минерализованные воды характерны для вулканов Прикуринской области. В предгорьях Большого Кавказа (в Шемахино-Гобустанской и Абшеронской областях) минерализация грязевулканических вод заметно ниже (8-16 г/л), примерно такая же, как и в большинстве вулканов Таманского полуострова. Воды пониженной минерализации (0,3-4 г/л) встречаются крайне редко. Вероятно, они имеют конденсационное происхождение.

Воды грязевых вулканов характеризуются довольно специфическим солевым составом и относятся, как правило, к HCO₃-Cl-Na типу. Концентрация HCO₃-иона в них может достигать 6-9 г/л. Такие воды сильно обогащены щелочными металлами, бором, йодом и бромом. С увеличением минерализации (>15-20 г/л) тип воды меняется на Cl-HCO₃-Na или Cl-Na. Отмечается обратное соотношение концентраций Cl и HCO₃.

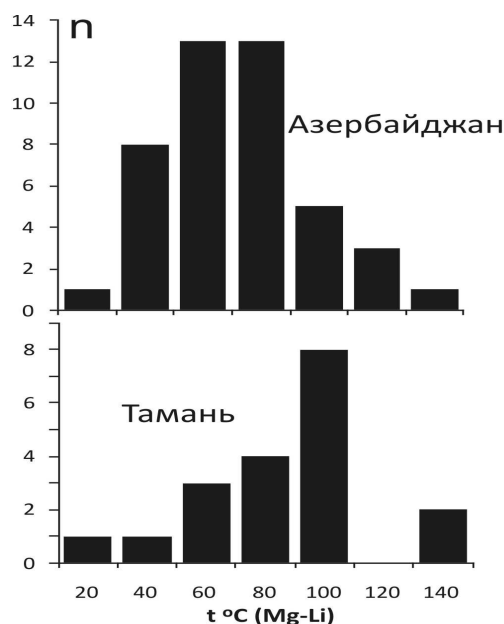


Рис. 1. Расчетные температуры формирования вод грязевых вулканов Куринской межгорной впадины и Западно-Кубанского предгорного прогиба

С помощью Mg-Li-геотермометра определены температуры формирования солевого состава вод. Для разных районов Кавказа они дают близкие результаты (рис. 1). Судя по этим данным, термические условия формирования грязевулканических флюидов Закавказья (Куринской впадины) и Западно-Кубанского прогиба принципиально не различаются и варьируют в диапазоне от 20 до ~140 °С. (рис.1). Бассейны немного различаются только по величине среднего значения Mg-Li-температуры 65 и 75 °С, соответственно.

Обнаруживается тенденция возрастания температур флюидогенерации с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Особенно отчетливо она проявлена в Азербайджане. Здесь средние температуры формирования вод в Шемахино-Гобустанской и Абшеронской ($t_{cp}(Mg-Li) = 63$ и 68 °С) областях, обрамляющих Большой Кавказ, оказываются заметно выше значения $t_{cp}(Mg-Li)$ для Прикуринской области (37 °С). Такая же тенденция прослеживается на Таманском полуострове и в Кахетии. Она может отражать как увеличение регионального теплового потока в сторону горного сооружения, так и возрастание в предгорных районах степени тектонической раздробленности, обеспечивающей вскрытие вод глубокого залегания.

Зная значения градиентов температур для Таманского полуострова и Закавказья (25-30 и 18-25 °С/км) [Алиев, 1985; Лагунова, 1975], можно оценить глубины заложения «корней» вулканов в этих районах Кавказа как 1-4,5 км и 1-6 км, соответственно.

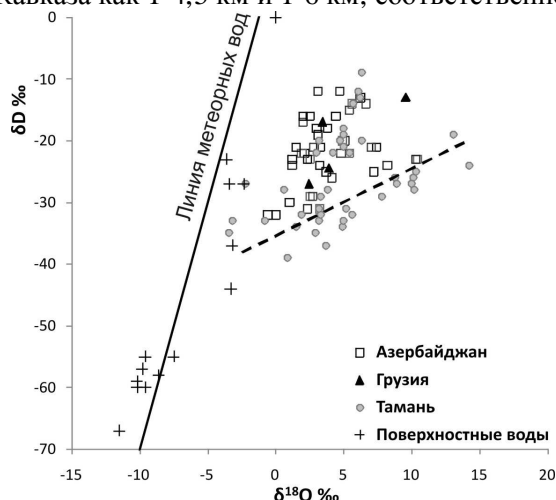


Рис. 2. Изотопный состав грязевулканических и поверхностных вод Кавказского региона

Грязевулканические воды Кавказского региона по своему изотопному составу ($\delta D = -36 \div -12$ ‰, $\delta^{18}O = -0,6 \div +10,4$ ‰) сильно отличаются от метеорных и поверхностных вод (рис. 2). Они характеризуются очень высокими значениями $\delta^{18}O$ (до +14 ‰). Средние значения $\delta^{18}O$ для

вулканов Тамани и Закавказья примерно одинаковы (+3,7 и +3,9 ‰), но величина δD_{cp} в водах Тамани (-27 ‰) оказывается все же немного ниже, чем в Азербайджане (-22 ‰).

Часть фигуративных точек таманских вулканов формируют хорошо выраженный тренд (пунктирная линия на рис. 2). Другая - располагается существенно выше тренда и практически совпадает с точками вулканов Закавказья. Почти вся эта группа представлена водами повышенной минерализации, отобранными из бессточных сальз. Такое смещение таманских точек относительно общего тренда отражает влияние процесса испарения воды на поверхности земли.

Отсутствие тренда для вод Закавказья (см. рис. 2) нельзя объяснить влиянием процессов поверхностного испарения, т.к. все пробы отбирались из изливающихся сальз. Поэтому широкие вариации изотопного состава в водах Азербайджана и Грузии связаны с первичными генетическими различиями седиментационных вод, участвующих в питании вулканов. Судя по широким вариациям минерализации, здесь встречаются как воды опресненных морских бассейнов, так и эвапоритовых толщ.

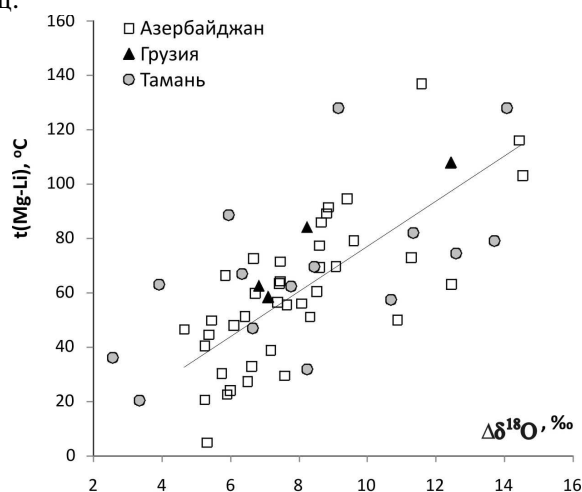


Рис. 3 Соотношение величин «кислородного сдвига» для грязевулканических вод (величин отклонения значений $\delta^{18}O$ от линии метеорных вод) и Mg-Li-температур формирования их солевого состава.

Отличие изотопного состава грязевулканических вод от метеорных ранее связывалось с процессами подземного испарения-конденсации в газовой залежи [Селецкий, 1991 и др.]. Однако позднее на примере грязевулканических вод Тамани было показано [Лаврушин и др., 2005], что их изотопный состав может формироваться в результате реакций изотопного обмена в системах вода-порода и вода-метан. Согласно этой модели, изменения изотопного состава воды будут тем сильнее, чем выше температура флюидогенерации. Действительно, для всех грязевулканических вод наблюдается прямая зависимость величины $\Delta\delta^{18}O$ («кислородного» сдвига) от температур, рассчитанных по Mg-Li-геотермометру (рис. 3).

Исследование грязевулканических вод Азербайджана показало их обратное взаимоотношение величины $\delta^{18}O$ и концентрации Cl. Это указывает на меньшую степень метаморфизации минерализованных Cl-Na вод Прикуринской области. В них «кислородный сдвиг» выражен значительно слабее, чем в содовых водах меньшей минерализации, что хорошо согласуется с более низкими значениями Mg-Li-температур флюидогенерации для вулканов этой области.

Другой особенностью грязевулканических вод являются высокие значения $\delta^{13}C$ в растворенных формах углекислоты. Значения $\delta^{13}C(HCO_3)$ в водах Азербайджана варьируют в диапазоне от -12,9 до +37,3 ‰ ($\delta^{13}C_{ср}=+19,7$ ‰, n=42), а на Тамани – от -12,1 до +33,1 ‰ ($\delta^{13}C_{ср}=+16,0$ ‰, n=41). При опробовании нескольких сальз в пределах одного и того же вулкана отмечаются вариации значений $\delta^{13}C(HCO_3)$ в пределах 10-20 ‰. В бессточных сальзах значения $\delta^{13}C$, как правило, ниже, чем в изливающихся воду – очевидно, сказывается обмен с углекислотой атмосферного воздуха ($\delta^{13}C(CO_2) = -7$ ‰). Также показано, что значения $\delta^{13}C(HCO_3)$ возрастают при увеличении концентраций гидрокарбонат-иона и температур флюидогенерации. Это дает основание предполагать, что появление изотопно-тяжелых форм растворенной CO_2 в грязевулканических водах связано с эволюцией температурных условий флюидогенерации и, таким образом, отражает стадийность преобразования органического вещества на ранних стадиях нефте-газообразования.

В целом проведенные исследования грязевулканических вод Кавказского региона показали, что формирование их солевого состава происходит в верхних отделах осадочного чехла при температурах 20÷140 °С. Таким образом, максимальные глубины заложения питающих резервуаров не превышают 4-5 км на Таманском полуострове и 5-6 км в Закавказье. Анализ изотопных характеристик кислорода воды и углерода HCO_3 показал, что рост значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3)$, отмечаемый на фоне увеличения концентрации гидрокарбонат-иона, является температурно-зависимым процессом. Поэтому появление в грязевулканических системах изотопно-тяжелых по кислороду и углероду вод связано со стадийностью преобразования минерального и органического вещества в литогенезе осадочных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 09-05-00225 и 11-05-00590).

Литература

1. Алиев А.С. Карта тепловых потоков депрессионных зон Азербайджанской ССР, М 1:500 000, 1982, ред. Исмаил-Заде Т.А., Гаджиев Т.Г. - Мингео СССР, 1985.
2. Валаев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е., Прохоров В.С., Титков Г.А. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С.72 - 87.
3. Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 44 с.
4. Лагунова И.А. Геотермические особенности областей развития грязевого вулканизма // Труды Всесоюз. Науч.-исслед. Геол.-разв. ин-та. 1975, вып. 369. С. 52-58.
5. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 625-647.
6. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые, 2005. № 2. С. 143-158.
7. Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. и др. Изотопно-геохимические особенности газов грязевых вулканов Восточной Грузии // Литология и полезные ископаемые, 2009. №2. С. 203–218.
8. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2: Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 4. С. 339-358.
9. Селецкий Ю.Б. Дейтерий и кислород-18 в проблеме формирования вод грязевых вулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 133-138.
10. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.Д. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: ЭЛМ, 1980. 165 с.
11. Kharaka Y.K., Marner R.H. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In.: Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histories. Spring.-Verlag New York, 1989. P. 99-117.
12. Kopf A. Significance of mud volcanism // Rev. of Geophys. 2002. V. 40. P. 1–49.

ВЛИЯНИЕ ДЕГАЗАЦИИ ЗЕМЛИ НА РЫБОЛОВСТВО

Люшвин П.В.

НИИ г. Москва

На начальном этапе развития современной рыбопромышленной отрасли в 50-60 годы XX столетия был выдвинут тезис «Пополнение зависит от запаса». Недолго, казалось, он работал в кормных, богатых кислородом, без пресса хищников акваториях. Однако в дальнейшем тезис стал подвергаться региональной критике. Противоречия сложились из-за игнорирования в отрасли дефлюидизации Земли – поступления в воду крайне токсичного для аэрофильной биоты метана, эмиссия которого многократно увеличивается при землетрясениях. Связанные с метаном сейсмострессы приводят к раскосячиванию рыб, нежизнестойкости молоди, нарушениям репродуктивных функций, гибели многих видов аэрофильного зообентоса – кормовой базы бентофагов. На этом фоне наблюдаются всплески добычи падальщиков - ракообразных. Сейсмообусловленность развития биоты проявляется и в пищевой цепочке - уменьшении упитанности осетровых в годы землетрясений, избегании бентофагами традиционных нагульных акваторий, когда там ранее произошли землетрясения, спада боя тюленей через 5-7 лет после активизации сейсмической деятельности в местах их зимовки.

Введение

С давних времен люди фиксировали заморы рыб при землетрясениях, необычайное возбуждение аэрофильных рыб в половодье, смену аэрофильных рыб при заболачивании на менее зависимых от аэрации. Причина этому - крайне токсичный для аэрофильных гидробионтов метан, массово поступающий в водоемы из Земли при землетрясениях, а также с пойм и болот в половодье.

Метан поступает в водоёмы через разломы земной коры, из вулканов, сипов, газогидратов, мягкого осадочного чехла, с болотными водами, а также в результате жизнедеятельности биоты и газообмена между водой и атмосферой. В открытых акваториях его концентрация обычно менее 10^{-4} мг/л, что не лимитирует развития гидробионтов (в сотни раз ниже ПДК - 0,01 мг/л) [Патин, 1997]. В местах подповерхностных скоплений углеводородов и в заболоченных эстуариях содержание метана сопоставимо, а порой, и превышает ПДК. При землетрясениях активизируются разломы земной коры, взмучивается осадочный чехол. В результате над эпицентрами землетрясений, вулканами, у аварийных буровых концентрации метана превышают ПДК в десятки и сотни раз, что приводит к массовой гибели и нарушениям в жизнедеятельности аэрофильных гидробионтов. Объемы метана, поступающие в сейсмостойкие годы в Каспийское море, оцениваются в 0,5 млрд. м³. При активизации подводного вулканизма образуются острова, из воды бьют фонтаны огня, только за одно извержение эмиссия метана достигает 0,5 млрд. м³. Действующих вулканов в Каспийском море более сотни [Гулиев, 1978, Якубов, 1974]. Из охотоморских вод в атмосферу поступает ≈ 1 млн. т. метана в год [Обжиров, 2008].

Массовые сейсмогенные воздействия на гидробионтов зависят от объемов и площадей эмиссии метана, глубины и интенсивности перемешивания, а также от дегазации в различные периоды развития гидробионтов. О поступлении метана в водоемы можно судить по аналогии с изменениями его концентраций в атмосфере над сушей и мелководьями. Из анализа спутниковых глобальных суточных карт следует, что концентрация метана в атмосфере составляет $\approx 1,4 \pm 1,8 \cdot 10^{-4}\%$ от объема газов атмосферы. Концентрация эпизодически возрастает в $1,2 \div 2$ раза над заболоченными территориями, эпицентрами землетрясений. Четкой зависимости между магнитудами (M) землетрясений и концентрациями метана в атмосфере нет. Содержание метана в мягких грунтах постоянно меняется, в том числе и за счет сезонного хода - чем выше температура среды, тем интенсивнее развитие метанобразующих бактерий, «запасенный» метан «вытряхивается» форшоками [Глаголев, 2010, Люшвин, 2010].

Массовых измерений содержания метана в морях нет. Масштабность сейсмострессовых воздействий на гидробионтов приходится оценивать поиском аналогий в их поведении в зависимости от места, числа и энергии региональных землетрясений. Вести такие работы следует с учетом миграций гидробионтов, их возрастного и полового состава, глубины и интенсивности перемешивания вод, особенностей разломной сети. Информативным бывает и опрос местных жителей [Икея, 2008].

В периоды роста или, напротив, резкого спада численности гидробионтов следует раздельно оконтуривать сейсмостойкие и сейсмоактивные акватории. Их наложение позволяет идентифицировать области, в которых наблюдаются сейсмострессовые явления от землетрясений в тех или иных местах, оценивать сейсмострессовые пороговые магнитуды [Люшвин, 2010]. Например, стабильность содержания метана в атмосфере балхашского региона даже при землетрясениях с $M \leq 6$ обусловлена преобладанием базальтов в осадочном чехле. Из-за отсутствия масштабной сейсмодегазации метана в о. Балхаш отсутствуют массовые квазисинхронные спады уловов аэрофильных леща, судака и сазана. Новоземельские землетрясения сопровождаются дегазацией (осадочный чехол состоит из известняков и сланцев, при сжатии и разогреве которых выделяется метан). Вследствие этого в печорском регионе после землетрясений морская рыба сайка нехарактерно «жметя» к речным водам. После новоземельских землетрясений в низовье р. Печоры происходит спад уловов сига и хариуса на фоне роста уловов карася [Люшвин, 2006]. В среднеазиатских озерах перед землетрясениями рыбы «жмутся» к удаленным от эпицентров краям водоемов, выбрасываются на берег [Люшвин, 2008]. Даже после одного землетрясения с $M \geq 3$ в Азовском море или на Таманском полуострове биомасса аэрофильного зообентоса в Азовском море сокращается в $1,5 \div 2$ раза. Сейсмострессовая угнетенность бентоса наблюдается и в Каспийском море. В сейсмостойкие годы в Северном Каспии доля растений и грунта в желудках воibly и осетровых не достигает 10%, в целом бентофаги потребляют до 20% бентоса. В сейсмоактивные годы биомасса бентоса снижается в разы. Вследствие этого обостряется пищевая конкуренция, в желудках воibly и осетровых доля рас-

тений и грунта возрастает до 15-20%, худеющие бентофаги потребляют до 90% бентоса [Люшвин, Карпинский 2009]. Хозяйственно имитацию сейсмострессовых явлений используют на островах Фиджи, где в соленых озёрах водится разновидность макрели – ава. После икрометания жители входят в озера и всячески мутят донный ил. Из ила выделяется природный газ. Полауотравленные рыбы всплывают на поверхность, где их и добывают. Затем в воде вновь появляется кислород, а взболтанный водный ил дает молодняку первый корм [<http://botinok.co.il/node/48542>].

В настоящей работе проанализированы типичные ситуации развития скоплений гидробионтов в сейсмостроительных и сейсмострессовых условиях.

Сопоставления характеристик развития скоплений гидробионтов с сейсмической активностью.

Анчоусовидные кильки – самые массовые рыбы в Каспийском море. В сейсмостроительные периоды запасы килек были устойчивы, существовавший пресс промысла не оказывал существенного влияния на их воспроизводство. Значимые изменения воспроизводства, упитанности, полового и возрастного состава килек за 50 лет исследований не удалось связать ни с температурой среды в период нереста (зимней температурой воздуха в г. Красноводске), ни с кормовой базой в нагульный период [Приходько, 1967, Седов, 2002, Костюрин, 2006, Парицкий, 2008]. Ясность стала появляться лишь после анализа ситуаций, связанных с массовыми заморами килек [Катунин, 2002]. Так, например, по сообщениям из КаспНИРХа 10-15 июля 2004 г. вдоль восточного берега Среднего Каспия море без усиления ветра помутнело, поверхность воды покрылась мертвой килькой. Водолазы наблюдали песчаное дно, словно перепаханное тракторами. Причина этого в сейсмогенных явлениях связанных с землетрясением ($M \approx 3,6$) 11 июля восточнее г. Красноводска. От эпицентра землетрясения вдоль восточного берега моря тянутся разломы земной коры до островов Кулалы. Эти разломы являются частью волновода, что идет от Копетдага в сторону Новой Земли. При землетрясениях в Копетдаге трещат дома в окрестностях Саратова [Огаджанов, 2008]. По спутниковой информации 11 июля 2004 г. удалось зафиксировать сейсмогенные явления в атмосфере - полосы локальных минимумов водяного пара, трассировавших разломы земной коры (в них находились сгустки сухой атмосферной пыли), и в гидросфере - активизацию подводного грязевого вулканизма на Апшеронском пороге [Люшвин, 2009].

Из сопоставлений числа зафиксированных региональных землетрясений $M \approx 3 \div 7$ с количеством сеголеток анчоусовидной кильки оказалось, что величина коэффициента корреляции между ними $R > -0,7 \div -0,8$, что указывает на существование обратной связи (рис. 1а,б). В годы резких спадов воспроизводства, например, в 1955-1957 гг. у килек наблюдались массовые пропуски нереста [Приходько, 1967]. Объяснить это ихтиологи не смогли никакими традиционными биотическими и абиотическими факторами. Связей с сейсмострессами не искали, хотя именно в те зимы были землетрясения у иранского берега вблизи нерестовых акваторий. Анализ последующих ситуаций с массовыми пропусками нереста показал следующее: в сейсмостроительных условиях (1995 г.) упитанность половозрелых килек составляет 0,7%; после массовых землетрясений зимой 2000-2001 гг., когда произошли масштабные заморы килек, начались пропуски нереста большинством материнского стада. Упитанность половозрелых килек сначала снизилась на 0,03-0,1%. Через год-два упитанность увеличилась до 0,8%, размеры килек стали превосходить отмеченные у Смита $L \rightarrow 15,9$ см, половое соотношение, как и после сейсмострессов 1976 г., сместилось в сторону самок (рис. 1в,г) [Забарлиева, 2006, Костюрин, 2006, Кулиев, 2002, Парицкий, 2008]. Такой рост упитанности и размеров килек, по-видимому, обусловлен отсутствием энергозатрат на развитие половых продуктов. ассовые пропуски нереста аэрофильными рыбами и смещение полового состава в сторону самок эпизодически наблюдаются повсеместно. Например, у воблы в Северном Каспии [Кошелев, 1984], сельдей и окуней [Семенов, 1979, Зеленков, 1990], у ранее нерестившейся северо-восточной арктической трески в Баренцевом и Норвежском морях [Оганесян, 1993]. В стрессовых условиях у камбалы в Азовском море половой состав смещается в сторону самок [Сырьевые ресурсы, 1979]. Ниже покажем, что такой сценарий развития гидробионтов характерен в сейсмоактивных акваториях с мягким осадочным чехлом. Без учета сейсмострессовых явлений редко удается выявить зависимость пополнения гидробионтов от биотических и абиотических факторов. Пример тому отсутствие устойчивых связей между численностью личинок северо-восточной арктической трески с температурой среды и кормовой базой [Карамушко, 2007].

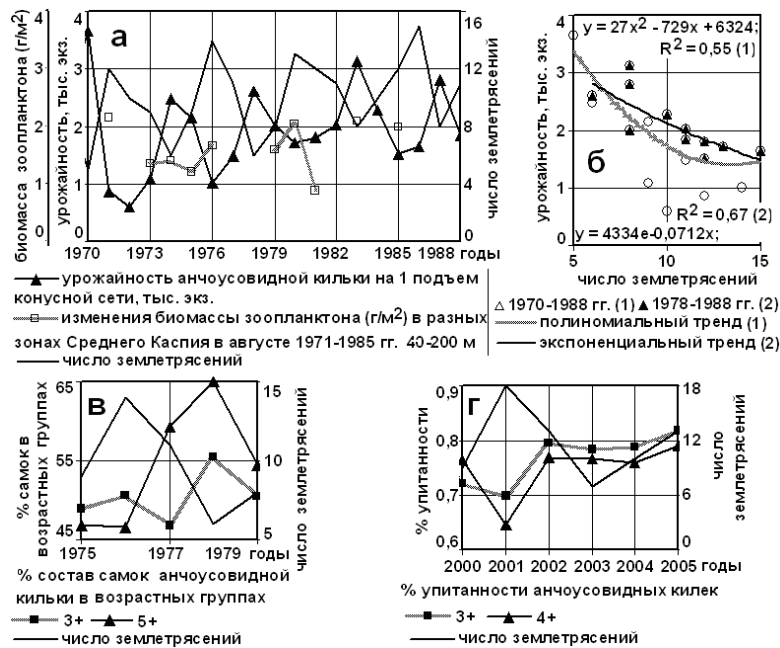


Рис.1. Соотношение между урожайностью анчоусовидной кильки, % самок и упитанностью рыб с числом землетрясений.

В курунском регионе в сейсмспокойные 1989 - 1994 гг. в скоплениях сазана, воблы и кутума наблюдались особи младших возрастов, преобладали самцы. Через три года после массовых землетрясений 1995 г. рыбная молодежь кутума и рыбца исчезла, численность самок стала подавляющей, при этом их упитанность была значительно выше средней (рис. 2).

У воблы несопоставимо с предыдущими годами половое соотношение сместилось в 1,5 раза в пользу самок, увеличилась её масса, что, как отмечают гидробиологи, возможно при богатой кормовой базе и отсутствии конкурентов в питании. С ослаблением сейсмической активности к 2001 г. у воблы, кутума, кефали и бычков появилась молодежь, 90% особей кутума составляли самцы [Кулиев, 2000, 2002]. Объяснить эти особенности в репродукции, половом составе, упитанности материнского стада рыб гидробиологи не смогли никакими традиционными биотическими и абиотическими факторами и объявили не имеющими аналогов. Хотя подобное в регионе на фоне активизации землетрясений фиксировалось неоднократно [Махмудбеков, 1946, 1967].

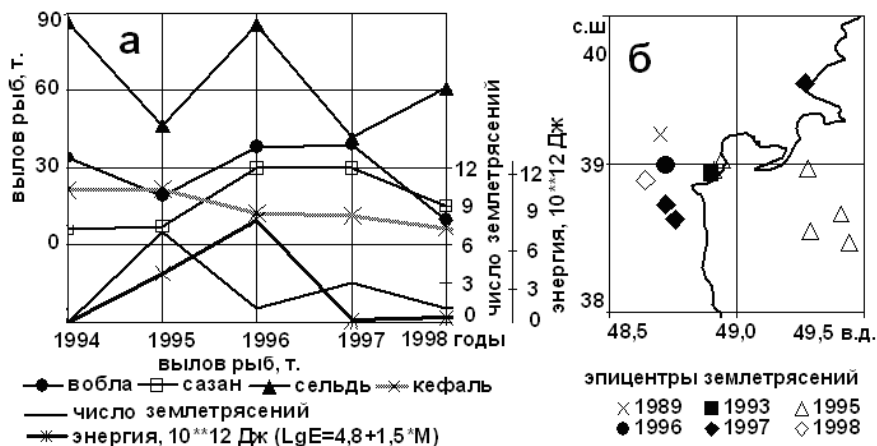


Рис.2. Сопоставление уловов рыб в курунском регионе с числом и энергией землетрясений (а). Эпицентры землетрясений с 1989 по 1998 гг. (б).

Если перечисленные особенности развития гидробионтов сопоставить с сейсмической деятельностью, то оказывается, что всегда после активизации землетрясений в аэрофильных рыбных скоплениях пропадала молодежь, начинали преобладать самки, причем упитанные, что обуславливалось сейсмогенными нарушениями репродуктивных функций. Рыбная молодежь с преобладанием самцов массово появлялась только через годы после землетрясений от рекрутов не попавших под сейсмострессы. В анализируемом перечне событий важно отметить, что локальные минимумы уловов сельди были в годы неединичных землетрясений в 1995 и 1997 гг. В

1996 г. энергия единичного землетрясения ($M=5,4$) вдвое превышала суммарную энергию всех землетрясений соседних лет, однако уловы 1996 г. превзошли вдвое уловы соседних лет. Это говорит в пользу того, что неоднократные сейсмострессы более негативно сказываются на уловах, чем разовые, но более сильные. По-видимому, здесь сказывается число сейсмострессовых метаногенных раскосячиваний [Патин, 1997].

Продлить ряды сопоставляемых данных проблематично вследствие того, что с распадом СССР сократились зоны ответственности российских ихтиологов и сейсмологов. Однако сегодня возможно идентифицировать сейсмогенную эмиссию метана. Из анализа спутниковых глобальных мозаик содержания метана в нижней тропосфере следует, что шлейфы повышенных концентраций метана, как правило, приурочены к эпицентрам землетрясений в районах скопления углеводородов (в районах Охотского, Берингова и Японского морей, у Персидского залива, у Балтийского и Северного морей). Всплески содержания метана в иных местах обусловлены сейсмогенными процессами в мягких осадочных породах и массовым метаболизмом в заболоченных регионах (рис. 3а).

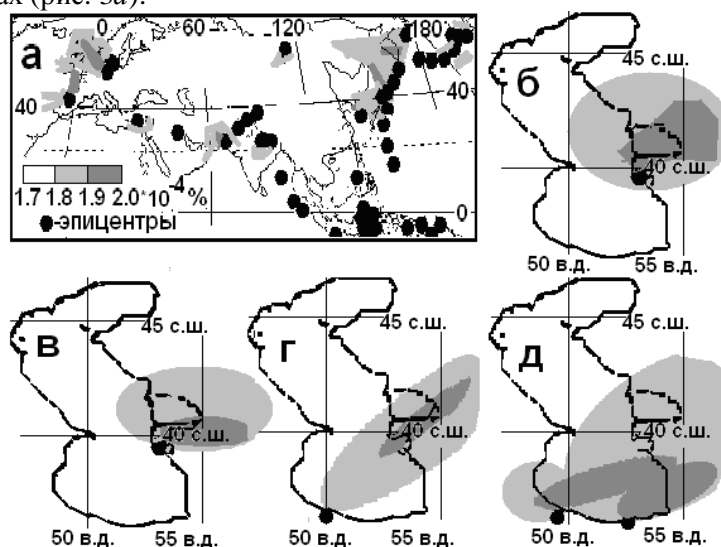


Рис. 3. Эпицентры землетрясений в восточном полушарии 28-29.10.2008 г. и содержание метана на уровне 681 гПа (а); в каспийском регионе 10-11.10.2005 г. (б), 17-18.02.2006 г. (в), 21-22.08.2007 г. (г), 30-31.03.2008. (д) <http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes>

В окрестностях большинства эпицентров землетрясений рост концентрации метана не наблюдается. Причины этого в низком разрешении и недостаточной частоте спутниковых измерений («залп» легкого метана «улетает» из нижней тропосферы в стратосферу меньше чем за час, тогда как спутниковая съемка метана осуществляется раз в сутки). Отсутствие повышенных концентраций метана над морем обусловлено еще и тем, что метан, транзитом проходящий воду, частично в воде растворяется и перемешивается. Зафиксировать регионы с эмиссией метана удастся при анализе массовых данных. Так, например, из пятилетнего ряда спутниковых измерений каспийского региона удалось отобрать 20÷40 шлейфов повышенных концентраций метана, приуроченных к эпицентрам землетрясений (рис. 3б-д).

Дагестанские ихтиологи считали, что к 90-м годам XX века полупроходные рыбы приспособились к размножению в Кизлярском заливе. Уловы были хорошо прогнозируемы и росли с 1994 г. по 1998 г. (рис. 4а). Однако в 1999 г. добыча рыб (леща, сазана, шуки и воблы) непредсказуемо (и необъяснимо в дальнейшем) упала почти в полтора раза. Промысловых концентраций рыб в этот год не наблюдалось кроме второй декады мая. В последующие годы на фоне спада урожайности средний возраст рыб увеличился на 0,5-1,5 года по сравнению с относительно сейсмспокойным периодом 1994-1998 гг. [Омаров, 2000].

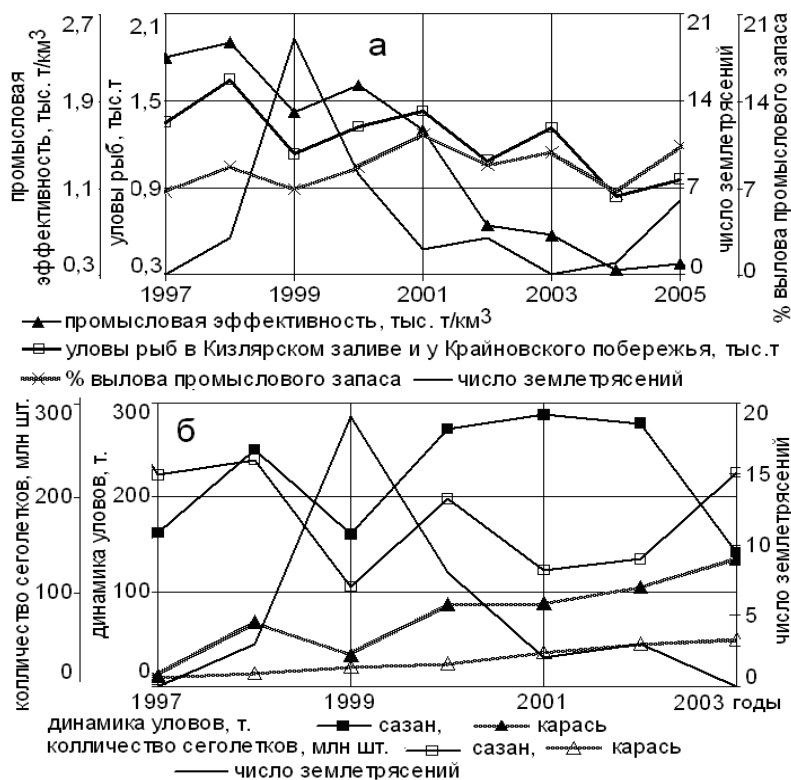


Рис.4. Сопоставление уловов рыбы, промысловой эффективности, % вылова промыслового запаса в Кизлярском заливе и у Крайновского побережья с числом землетрясений в нижнем течении рек Терек и Сулака (а); динамика уловов и численность сеголетков сазана и карася, число землетрясений (б).

Если рассматривать сейсмогенные факторы, то феномен 1999 г. вполне объясним. С января по сентябрь почти ежемесячные терские землетрясения обуславливали раскосячивание (рис. 4б). Сейсмическим был только май, когда и наблюдался подход рыб к берегу. Дальнейшее все происходило по «куринскому» сценарию – спад воспроизводства, а затем и уловов аэрофильного сазана, рост уловов и воспроизводства резистентного к пониженному содержанию кислорода карася. После относительно сейсмическопокойных 3-5 лет к 2003÷2005 гг. ситуация с молодьью начала выправляться.

Тенденция хода воспроизводства азовской хамсы в целом не следует за донским поводочным весенним стоком и кормовой базой (рис. 5).

Характерные максимумы численности сеголетков в 30÷80 тыс. экз. в 40-70-х годах сохранились и во второй половине 80-х годов, когда развитие гребневика обусловило значительный спад биомассы зоопланктона [Фашук, 1999]. Обусловлено это тем, что воспроизводство азовской хамсы часто лимитируется сейсмострессами. Летом они обуславливаются землетрясениями в Азовском море и на Таманском полуострове, зимой, когда хамса мигрирует на юг, кавказскими землетрясениями. Величина коэффициента корреляции между урожайностью хамсы и числом землетрясений $R \approx -0,8$.

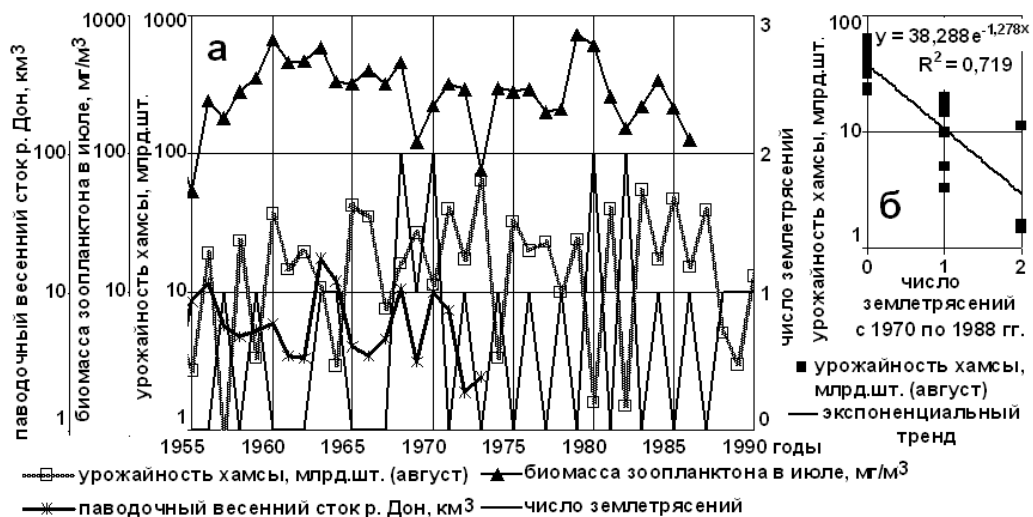


Рис.5. Сопоставление урожайности азовской хамсы с паводочным стоком р. Дон, биомассой зоопланктона в июле и числом землетрясений.

Сейсмострессовые спады уловов аэрофильных азовских бычков и тарани сопровождаются последующим ростом добычи падальщиков - раков (рис. 6) [Люшвин, 2008].

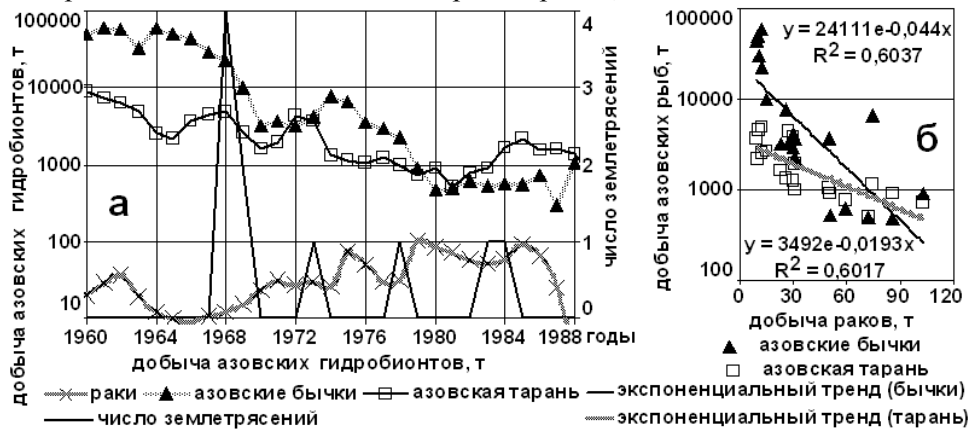


Рис.6. Сопоставление числа землетрясений с добычей азовских бычков, тарани и раков.

Коэффициенты корреляции между уловами рыб и добычей раков $R > /-0,75/$.

В полярных водах отклики у аэрофильных гидробионтов на сейсмострессы в целом аналогичны. В отсутствие сейсмострессов свыше 70% двухгодовиков наваги в Белом море достигают половой зрелости, в сейсмоактивные периоды процентный состав половозрелых двухгодовиков сокращается на 20-50% и, как следствие, через год-два после землетрясений в разы падают уловы рекрутов (рис. 7).

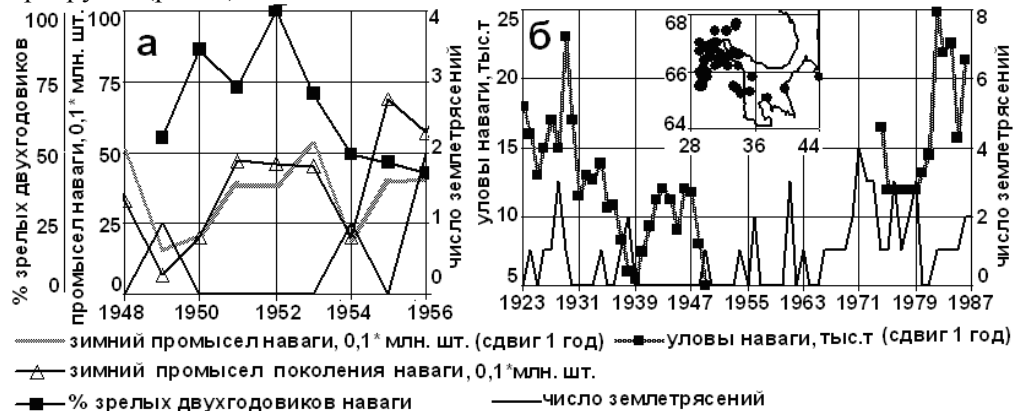


Рис.7. Сопоставление числа землетрясений с уловами наваги и % половозрелых двухгодовиков. На врезке эпицентры учтенных землетрясений.

Анализ представленных материалов, казалось бы, позволяет нефтегазовому комплексу списывать многие негативные явления в развитии гидробионтов на природные сейсмострессы.

Во многом это не так. Ранее экологически безвредными считали свищи в подводных газопроводах и эмиссию метана через швы, что в среднем составляет более 1% от перекачиваемого газа (<http://old.vecherka.ykt.ru/article.asp?id=3070>, Самойлов, 2009). С устранениями их не спешили. Однако теперь понятно, что эта эмиссия ущербна для аэрофильных гидробионтов, причем и с отложенным сроком – нарушениями репродуктивных функций. Установлено, что после начала добычи углеводородов начинается или усиливается сейсмическая деятельность [Кутинов, 2005]. Из этого следует, что в местах добычи углеводородов с годами из-за ожидаемого спада добычи аэрофильных морепродуктов следует менять структуру разводимых гидробионтов и аквакультур, планировать отчисления в региональные бюджеты для будущего трудоустройства населения, ранее занятого в рыбной отрасли.

Выводы

На шельфе и материковом склоне над мягким осадочным чехлом после региональных землетрясений, обуславливающих массовую эмиссию метана, с аэрофильными гидробионтами происходит следующее:

1. гибнет рыбная молодежь; у выживших рыб нарушаются репродуктивные функции – сдвиг или пропуск сроков нереста из-за резорбции половых продуктов;
2. на время исчезают промысловые скопления рыб, а значит, после получения информации о произошедшей эмиссии метана (землетрясениях), следует искать «края зараженных» акваторий, куда мигрировала рыба, даже когда условия в них не характерны, например, по температуре, солености, глубине;
3. при прогнозе воспроизводства гидробионтов в зависимости от численности материнского стада следует исходить только из особей с ненарушенными репродуктивными функциями.

При отсутствии массовых измерений концентрации метана в акваториях следует анализировать состояние рыб и бентоса в зависимости от частоты землетрясений ($M \geq 2 \div 3$). Для исследования гидробионтов над подповерхностными скоплениями углеводородов, активными разломами земной коры и в заливах, особенно в период нереста, следует учитывать и слабую сейсмичность с $M \geq 1.0$.

Литература

1. Абдусаматов А.С., Пушбариэк Э.Б., Халилбеков Х. Биология морских сельдей, обыкновенной кильки и кефалей и перспективы промысла в западнокаспийском районе. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2003 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2004. С.374-383.
2. Гаранина С.Н. Определение качества вод и грунтов рек Терек, Сулак и сбросных каналов за период с 1998 по 2003 гг. методом биотестирования с использованием фитопланктона как тест-объекта. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2003 год // Астрахань, 2004. С.94-97.
3. Глаголев М.В. Болотообразовательный процесс. Роль болот в круговороте CO_2 и CH_4 // Томск. 2010. 111 с.
4. Гулиев И.С. Зональность природных газов Азербайджана и газогеохимические методы поисков месторождений нефти и газа. Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук //М. 1978. 24 с.
5. Забарлиева Т.С., Гаджиев Р.В., Ахундов М.М. и др. Характеристика питания килек на акватории западного побережья Среднего и Южного Каспия в новых экологических условиях // Рыбохозяйственные исследования на Каспии // Результаты НИР за 2005 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2006. С.157-164.
6. Зеленков В.М., Особенности формирования индивидуальной плодовитости у беломорской сельди и обыкновенного окуня //Труды ЗИН. 1990. Т.227. С.43-50.
7. Икея М. Землетрясения и животные. От народных примет к науке // М.: Научный мир, 2008. 320 с.
8. Карамушко О. Использование косвенных показателей условий питания в анализе динамики численности рыб на ранних этапах онтогенеза // Рыбное хозяйство. 2007. №1. С.65-67.
9. Катунин Д.Н, Голубов Б.Н., Кашин Д.В. Импульс гидровулканизма в Дербентской котловине Среднего Каспия как возможный фактор масштабной гибели анчоусовидной и большеглазой килек весной 2001 г. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2001 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2002. С. 41-55.
10. Костюрин Н.Н., Парицкий Ю.А., Зыков Л.А. и др. Оценка состояния запасов и промысла каспийских морских рыб // Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2005 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2006. С.273-289.
11. Кошелев Б.В. Экология размножения рыб // М. Наука, 1984. 309 с.
12. Кулиев З. М., Зарбалиева Т.С., Джафаров Ф.М., Гусейн-заде В.М. Состояние биоресурсов в Среднем и Южном Каспии. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2001 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2002. С.331-335.
13. Кулиев З.М., Зарбалиева Т.С. Динамика запасов промысловых рыб у азербайджанского побережья Каспия. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 1999 год // Астрахань. 2000. С.136-153.
14. Кутинов Ю.Г. Экодинамика Арктического сегмента земной коры // Екатеринбург: Уро РАН, 2005. 388 с.
15. Люшвин П.В., Сапожников В.В. Зависимость состояния популяций гидробионтов арктических и аридных акваторий от сейсмической активности регионов. Тезисы докладов международной научной конференции

- «Современные климатические и экосистемные процессы в уязвимых природных зонах (арктических, аридных, горных)» 5-7.09.2006 г. // Ростов-на-Дону. 2006. С.132-134.
16. Люшвин П.В. Стрессовые и комфортные условия развития рыбных популяций // Рыбное хозяйство. 2008. №6. С.42-50.
 17. Люшвин П.В. Спектральные характеристики сейсмогенных облаков // Исследование Земли из Космоса. 2009. №2. С.19-27.
 18. Люшвин П.В., Карпинский М.Г. Причины резких сокращений биомасс зообентоса и их последствия // Рыбное хозяйство. 2009. №5. С.65-69.
 19. Люшвин П.В., Коршенко А.Н., Катунин Д.Н., Станичный С.В. Активная роль метана в распределении гидрхимических характеристик вод окраинных морей // Рыбное хозяйство. 2010. №4. С.57-60.
 20. Махмудбеков А.А. Сельдяная путина 1946 г. в Азербайджане // Рыбное хозяйство. 1946. №9. С.6-10.
 21. Махмудбеков А.А. О методах оценки запаса и прогноза уловов промысловых рыб азербайджанского района // М.: Труды ВНИРО, 1967. Т. LXII. С.213-218.
 22. Обжиров А.И. Миграция углеводородов из недр к поверхности и формирование нефтегазовых залежей и газогидратов в Охотском море в период сейсмо-тектонических активизаций. Материалы Всероссийской конференции «Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы» 22-25 апреля 2008 г. // М.: ГЕОС, 2008. С.359-362.
 23. Огаджанов В.А., Маслова М.Ю., Огаджанов А.В. Саратовский геодинамический полигон. Землетрясения Северной Евразии в 1995 г. // Обнинск. 2008. С.255-264.
 24. Оганесян С.А. О периодичности размножения баренцевоморской трески/ Материалы отчетной сессии по итогам НИР ПИНРО 1992 г. // Мурманск: ПИНРО, 1993. С.76-90.
 25. Омаров М.О., Абдусаматов А.С., Столяров И.А. и др. Состояние запасов и прогноз вылова промысловых рыб на 2001 г. в дагестанском районе Каспийского бассейна. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 1999 год // Астрахань. 2000. С.119-131.
 26. Патин С.А. Экологические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов морского шельфа // М.: ВНИРО, 1997. 349 с.
 27. Приходько Б.И. Методы оценки запасов анчоусовидной кильки, их колебаний и причины омоложения промыслового стада в последние годы // М.:Труды ВНИРО, 1967. Т.LXII. С.219-230.
 28. Парицкий Ю.А., Зыков Л.А. Методика оценки возможного допустимого улова анчоусовидной кильки по величине промыслового запаса и промыслового усилия. Материалы международной научно-практической конференции Комплексный подход к проблеме сохранения и восстановления биоресурсов Каспийского бассейна. Астрахань, 13-16 октября 2008 г. // Астрахань. 2008. С.125-128.
 29. Седов С.И., Парицкий Ю.А., Колосюк Г.Г. Состояние запасов килек в Среднем и Южном Каспии и прогноз их вылова на 2003 г. Рыбохозяйственные исследования на Каспии. Результаты НИР за 2001 год // Астрахань: КаспНИРХ, 2002. С.336-340.
 30. Семенов В.В. Резорбция ооцитов у сельдей рода *Clupea*. // Исследования фауны морей, 1975. Т. XVI (XXIV). С.179-184.
 31. Сырьевые ресурсы Черного моря // М.:«Пищевая промышленность», 1979. 323 с.
 32. Фашук Д.Я., Сапожников В.В. Антропогенная нагрузка на геосистему море-водосбор и её последствия для рыбного хозяйства (методы диагноза и прогноза на примере Черного моря) // М.: ВНИРО, 1999, 124 с.
 33. Якубов А.А. и др. Каталог зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана (за период 1810-1974 гг.) // Баку: АН Азербайджанской ССР, 1974. 33 с.

ВАРИАЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА ВОДЫ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Магомедов Ш.А., Маммаев О.А., Магомедов А.Ш.
Институт проблем геотермии ДНЦ РАН*

В районах развития современных гидротермальных систем поверхностная вода, проникающая на большую глубину, может потерять кислородную «метку» за счет взаимодействия с нагретыми до высокой температуры магматическими породами, но полностью сохранить при этом изотопное отношение D/H. Эта консервативность изотопии водорода, проявляющаяся при взаимодействии воды с вмещающими породами, и позволяет устанавливать её генетическую принадлежность. Общеизвестно, что минералы пород содержат мало водорода, кроме того, отношения вода/порода в геотермальных системах редко бывают так малы, чтобы водород минералов пород мог значительно повлиять на изотопию водорода воды. По этой причине водородного сдвига метеорной воды в гидротермальных растворах практически нет

Величина изотопного сдвига по кислороду зависит от начальных концентраций его изотопов в воде и породе, минералогии пород, температуры, отношения вода/порода и времени контакта. Наибольший сдвиг отмечается для воды из систем, содержащих карбонатные породы, начальные значения $\delta^{18}\text{O}$ для которых лежат в пределах $+20\div +30\%$. Этот сдвиг достигает максимальных значений при малых отношениях вода/порода, высокой температуре и продолжительном времени контакта.

Для оценки формирования и генезиса геотермальных вод в настоящее время широко используются изотопные методы и, в частности, определение содержания изотопов водорода и кислорода. Кислород имеет три стабильных изотопа $^{16}\text{O}=99,63\%$, $^{17}\text{O}=0,0375\%$ и $^{18}\text{O}=0,1995\%$, а водород два – $\text{H}=99,9852\%$ и $\text{D}=0,0148\%$.

Наибольшую роль в геохимических исследованиях природных вод играют отношения стабильных изотопов водорода ($\text{D}/\text{H}=1/6700$) и кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=1/500$). Стабильные изотопы легких элементов (H, O, C и S) характеризуются большими величинами относительных изотопных вариаций, поэтому нашли широкое применение в различных областях геохимических исследований. Широкий диапазон изменений изотопных вариаций водорода ($\delta\text{D}=0\pm-150\%$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}=-20\pm+22\%$) и высокая степень точности измерения на масс-спектрометрах позволяет с высокой точностью определять величины естественных изотопных вариаций водорода и кислорода.

Изотопный состав кислорода и водорода в образце выражается с помощью величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , характеризующих разность отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H в образце и в стандарте SMOW. Эти величины измеряются в промилле:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{обр}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ст}}} \right] * 10^3 \right. \quad (1)$$

$$\left. \delta\text{D} = \left\{ \left[\frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{обр}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{ст}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{ст}}} \right] * 10^3 \right. \right.$$

Таким образом, положительные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD свидетельствуют об обогащении образца ^{18}O и D относительно стандарта SMOW, тогда как отрицательные значения этих величин – об обеднении образца этими изотопами по сравнению со стандартом [1-4].

При испарении воды происходит преимущественное поступление ^{16}O и H в фазу пара, а ^{18}O и D концентрируются в жидкой фазе. Коэффициент фракционирования выражается через $\alpha = R_{\text{в}} / R_{\text{п}}$, (где $R_{\text{в}}$ и $R_{\text{п}}$ – изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H для воды и пара соответственно) и зависит от температуры. Так при испарении воды в равновесных условиях при 25°C значения коэффициентов разделения изотопов равны [1]:

$$\alpha_{18} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{в}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{п}} = 1,0092$$

$$\alpha_{\text{д}} = (\text{D}/\text{H})_{\text{в}} / (\text{D}/\text{H})_{\text{п}} = 1,074$$

Применяя изотопные методы, успешно решают вопросы, связанные с выяснением генезиса термальной воды и возобновлением её запасов. Выявляют области питания подземных горизонтов, определяют температуру флюидов в глубинных резервуарах. Кроме того, с помощью изотопных методов контролируют процессы фазового разделения флюидов при подземном кипении и решают много других задач, связанных с поиском, разведкой и эксплуатацией высоко-температурных месторождений термальных вод.

Поверхностные и грунтовые воды горно-складчатых районов сильно облегчены по изотопному составу и близки к типичным для атмосферных осадков. Легкий изотопный состав основных речных вод Дагестана можно объяснить тем, что основным источником питания рек являются высокогорные ледники (р. Сулак $\delta\text{D} = -98,5\%$, $\delta^{18}\text{O} = -9,6\%$, р. Терек $\delta\text{D} = -83,2\%$, $\delta^{18}\text{O} = -8,71\%$, р. Самур $\delta\text{D} = -92,0\%$, $\delta^{18}\text{O} = -8,82\%$).

В таблице 1 ниже приведены наши экспериментальные данные изотопного состава вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья.

Таблица 1

Месторождение, №скв.	Интервал перфорации, м	Возраст отлож.	δD , ‰ SMOW	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
Русский Хутор, №95	1710-1716	N_1	-84,3	-6,4
СКВ. №96	1505-1511	N^1	-87,5	-6,5
Скв. №103	1739-1741	N^1	-83,5	-4,3
Сухокумское, СКВ. №69	3772-3978	T_2	-45,2	+4,2
СКВ. №35	3277-3279	K_2	-41,3	+6,1
Юбилейное, СКВ. №29	4439-4443	J_1	-41,0	+7,6
СКВ. №13	4412-4413	T_1	-50,0	+7,8
СКВ. №9	4576-4586	T_1	-43,5	+6,4
Солнечная СКВ. №1	4484-4498	T_1	-34,0	+7,8
СКВ. №2	4356-4364	T_2	-40,5	+5,5
СКВ. №3	4480-4487	T_2	-35,2	+8,2
СКВ. №38	4374-4383	T_1	-36,3	+5,6
СКВ. №56	4364-4380	T_1	-47,0	+6,2
Солончаковая СКВ. №2	4498-4505	T_1	-33,0	+8,5
СКВ. №12	3936-3956	K_1	-34,8	+5,4
СКВ. №15	4324-4350	J_1	-35,6	+6,1
СКВ. №38	4374-4383	T_1	-37,2	+5,4

Рифовая,	СКВ.№4	4256-4275	T ₂	-42,5	+5,3
Центральная,	СКВ.№3	3978-3997	K ₁	-38,4	+6,2
Таловая,	СКВ.№6	4324-4356	T ₁	-43,7	+5,1
Кумухская,	СКВ.№4	4247-4289	T ₁	-45,6	+6,4

К плиоцен-четвертичным отложениям приурочены холодные и слаботермальные (до 55-60°C) пресные подземные воды, которые по своему химическому составу являются типичными инфильтрационными водами и характеризуются сильно облегченным изотопным составом, как по водороду, так и по кислороду. воды миоценового комплекса слабоминерализованные (от 3-10 до 30 г/л) термальные воды с температурой 65-120°C. Химический и изотопный состав этих вод свидетельствует об их смешанном генезисе, наряду с седиментационными, в их составе большая доля инфильтрационных вод.

Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации глинистых минералов при высоких РТ условиях. В Терско-Кумском бассейне воды мезозойского комплекса по изотопному составу водорода и кислорода сильно не отличаются. Так, в водах меловых отложений $\delta^{18}\text{O}$ составляет $+(5,75 \pm 0,35)$, юрских- $+(6,85 \pm 0,75)$, триасовых- $+(6,82 \pm 1,45)\%$, а изотопный состав водорода в этих водах характеризуется довольно узким интервалом значений $\delta\text{D} = -(44,27 \div 48,61)\%$.

Итак, наряду с другими формами проявления зональностей (по площади и глубине, по химическому и газовому составу, по особенностям динамики и распределения температур и т. д.) в геотермальных системах наблюдается явно выраженная зональность изменения изотопного состава воды в зависимости от глубины и возраста отложений. С ростом глубины и возраста отложений вода обогащается тяжёлыми изотопами D и ^{18}O .

На рис приведены наиболее важные экспериментальные результаты по определению изотопного состава вод различного генезиса Восточного Предкавказья. Если нанести экспериментальные данные на график в системе координат δD и $\delta^{18}\text{O}$, то все точки ложатся ниже и справа линии Крейга, которая характеризуется уравнением $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$. Точки, соответствующие водам миоценовых и мезозойских отложений смещены вправо и ниже, что говорит об изменении исходного изотопного состава воды за длительное геологическое время при высоких РТ условиях в пласте. Наблюдается значительное смещение вправо изотопного состава по кислороду ^{18}O . Вода обогащается тяжелым изотопом кислорода ^{18}O за счет изотопно-обменных процессов с растворенными и окружающими породами и минералами, которые богаты ^{18}O .

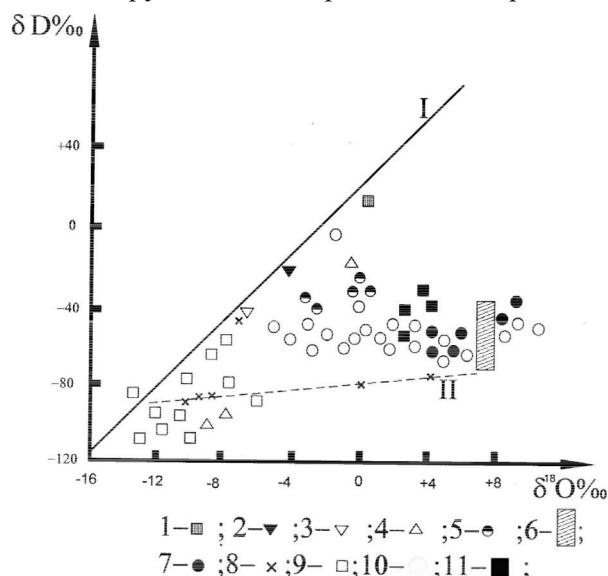


Рис. Вариации изотопного состава водорода и кислорода в природных водах Восточного Предкавказья. (Воды: 1 – океанические, 2 – Каспийского и Черного морей, 3 – дождевые, 4 – речные, 5 – соляных озер, 6 – ювенильные, 7 – юрских рассолов, 8 – миоценовых рассолов, 9 – плиоцен-четвертичных отложений и источников зоны активного водообмена, 10 – меловые и 11 – пермо-триасовые рассолы.

В последние годы в глубоких горизонтах седиментационных бассейнов обнаружено широкое развитие опресненных вод. Суждения о генезисе этих вод остаются пока дискуссионными. Некоторые исследователи считают, что в данном случае изотопная диагностика может существенно помочь, так как уже сейчас она позволяет различать воды современной и древней

инфильтрации, дегидратационные воды глинистых минералов, конденсатогенные воды, приуроченные к залежам углеводородов, и флюиды ювенильного происхождения.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ:

1. Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации минералов при высоких РТ- условиях.
2. Определенная доля ювенильной воды может образоваться и за счет восходящих флюидов в форме летучих компонентов, мигрирующих субвертикально вдоль глубинных разломов в фундаменте. По изотопному составу мезозойские воды характеризуются сильным изотопным сдвигом по кислороду ($\delta^{18}\text{O}$) вправо- в сторону утяжеления; $\delta^{18}\text{O}$ меняется в пределах от +1,0 до +9‰. Примесные воды как инфильтрационные, магматические, дегидратационные и ювенильные, попадая в пластовые воды морского генезиса, вызывают облегчение изотопного состава по водороду и утяжеление по кислороду.
3. Термальные воды среднемиоценовых отложений являются преимущественно инфильтрационными. При одинаковых физико-химических условиях в пласте, приуроченные к карбонатным коллекторам воды характеризуются относительно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с водами терригенных коллекторов.
4. Подземные воды, зоны активного водообмена плиоцен-четвертичных отложений, по значениям δD и $\delta^{18}\text{O}$ полностью соответствуют питанию атмосферными и поверхностными источниками.

Литература

- а. Есиков А.Д. Изотопная гидрология геотермальных систем. М. «Наука». 1989. 195с.
2. Есиков А.Д. Масс-спектрометрический анализ природных вод. М. Наука, 1980. 204с.
3. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М. «Наука». 2001. 257с.
4. Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод. Под редакцией С.С.Бондаренко, А.С.Вартамяна- М. «Недра». 1986. 509с.
5. Магомедов Ш.А., Мамаев О.А., Расулов Г.С. «Изотопный состав и генетические особенности вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья». Водные ресурсы. 2000. том.27.№2.с.148-151
6. Магомедов Ш. А., Мамаев О.А. «Применение изотопного геотермометра углерода $\langle\text{CO}_2\text{-CH}_4\rangle$ для определения призабойных температур геотермальных скважин». //Вестник ДНЦ РАН, 2002,№12
7. Магомедов Ш.А., Батырмурзаев А.С. Изотопный состав вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья. //Докл. РАН, 2004, т.396, №5, с.667-669
8. Магомедов Ш. А., Мамаев О.А. «Применение изотопного геотермометра углерода $\langle\text{CO}_2\text{-CH}_4\rangle$ для определения призабойных температур геотермальных скважин». //Вестник ДНЦ РАН, 2002,№12
9. Магомедов Ш.А., Батырмурзаев А.С. Изотопный состав вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья. //Докл. РАН, 2004, т.396, №5, с.667-669
10. Фор Г. Основы изотопной геологии (пер.с английского). М.»Мир». 1989

ИЗОТОПИЯ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ГАЗОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА

*Магомедов Ш.А., Расулов Г.С., Магомедов А.Ш., Чупалаев Ч.М.
Институт геотермии ДНЦ РАН*

Целевым назначением детальных геохимических исследований нефтей и органического вещества нефтегазоматеринских пород является идентификация источников нефти, позволяющая корректировать направления поисков новых залежей в регионе а также осуществлять прогноз качественного состава флюидов. Корреляция нефтей и нефтегазоматеринских пород на основе характеристик стабильных изотопов углерода и углеводородов-биомаркеров - наиболее перспективный путь выяснения генезиса нефтяных залежей.

В Терско-Кумском нефтегазовом районе основные перспективы нефтегазоносности связываются с триасовыми, юрскими и нижнемеловыми отложениями. Перспективно также оцениваются верхнемеловые и палеогеновые отложения. Главное направление геологоразведочных работ здесь в последние годы связывается с поисками и разведкой залежей нефти и газа в

триасовом комплексе. В Терско-Кумском районе преобладают пластовые сводовые ненарушенные залежи, приуроченные к резервуарам, резко ограниченными к кровле и подошве слабопроницаемыми породами, сохраняющими пластовый характер коллектора далеко за пределами продуктивной площади.

Нами исследованы вариации изотопного состава углерода и кислорода мезокайнозойских отложений Прикумской зоны Дагестана (месторождения Сухокумское, Юбилейное, Солончаковое, Русский хутор и др.) и Предгорного Дагестана.

Результаты экспериментальных данных изотопного состава С и О попутных газов исследованных скважин приведены в таблице 1 и 2.

Таблица 1

Месторождение, №скв.	Интервал перфорации, м	Возраст отлож.	δC , ‰ PDB	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW
Русский Хутор, №95	1710-1716	N ₁	-61,0	-6,4
СКВ.№96	1505-1511	N ¹	-89,5	-6,5
СКВ.№103	1739-1741	N ¹	-74,5	-4,3
Сухокумское, СКВ.№69	3772-3978	T ₂	-45,2	+4,2
СКВ.№35	3277-3279	K ₂	-41,3	+6,1
Юбилейное, СКВ.№29	4439-4443	J ₁	-41,0	+7,6
СКВ.№13	4412-4413	T ₁	-50,0	+3,8
СКВ.№9	4576-4586	T ₁	-43,5	+4,4
Солнечная СКВ.№1	4484-4498	T ₁	-31	+4,8
СКВ.№2	4356-4364	T ₂	-40,5	+5,5
СКВ.№3	4480-4487	T ₂	-31,2	+5,2
СКВ.№38	4374-4383	T ₁	-36,3	+5,6
СКВ.№56	4364-4380	T ₁	-47,0	+5,2
Солончаковая СКВ.№2	4498-4505	T ₁	-30,5	+8,5
СКВ.№12	3936-3956	K ₁	-34,6	+5,4
СКВ.№15	4324-4350	J ₁	-33,5	+6,1
СКВ.№38	4374-4383	T ₁	-34,0	+5,4
Рифовая, СКВ.№4	4256-4275	T ₂	-32,2	+5,3
Центральная, СКВ.№3	3978-3997	K ₁	-41,0	+6,2
Таловая, СКВ.№6	4324-4356	T ₁	-36,7	+5,1
Кумухская, СКВ.№4	4247-4289	T ₁	-32,3	+6,4

Таблица 2

Наименование площади, № скв.	Геологический возраст пород	$\delta^{13}C_{сн4}$, ‰, PDB	$\delta^{18}O$, ‰, SMOW
Предгорный Дагестан			
Талги, скв.№1	K ₂	-52,9	+1,4
Берикей, скв.№20	K ₁ -J ₂	-43,8	+4,6
Избербаш, скв.№46	N ₂	-56,7	+0,85
Тарнаир, скв.№27Т		-42,3	+3,5

Интервал перфорации лежит в пределах от 3,5 до 4,5 км, относящихся к триасовым, юрским и нижнемеловым отложениям. Средний изотопный состав углерода этих отложений колеблется в пределах -45÷-30‰. Углерод верхнемеловых и плиоцен- миоценовых отложений значительно обогащен по ¹²C и лежит в пределах -42÷-89‰. С увеличением глубины залегания и ростом геологического возраста месторождений прослеживается тенденция повышения доли тяжелого изотопа углерода ¹³C. Соотношение стабильных изотопов углерода в нефтях характеризуется почти закономерным повышением доли тяжелого изотопа ¹³C вверх по геохронологической шкале, за исключением нефтей юрских и меловых отложений, выделяющихся широкими диапазонами $\delta^{13}C$ и пониженными средними значениями.

Взаимосвязи $\delta^{13}C$ с глубиной для отдельных регионов и нефтегазоносных комплексов носят частный характер, отражая либо локальные изменения фракционного и химического состава, либо чередование нефтей различных генетических типов в разрезе. Средние для нефтегазоносных провинций значения $\delta^{13}C$ на глубине менее и более 3 км являются убедительным подтверждением отсутствия общей «изотопной специфики» больших глубин. Тип органического вещества и условия его фоссилизации определяют, вероятно, $\delta^{13}C$ нефтегазоматеринских

пород и нефтей. Изменение состава стабильных изотопов углерода в зависимости от глубины вмещающих отложений отражает совокупное влияние всех факторов литогенеза и является подтверждением глубокой генетической природы изотопного состава углерода (даже суммарного).

Интерпретация изотопного состава кислорода показывает участие в формировании пластовых рассолов мезозойских отложений определенной доли древней инфильтрационной составляющей, а также дегидротационных и поровых вод глинистых отложений осадочной толщи. Кислород вод мезозойских отложений, тяжелый по изотопному составу ($\delta^{18}\text{O}=0 \div 8\text{‰}$), свидетельствует об изотопнообменных процессах при высоких температурах и давлениях между водой и вмещающими породами и о значительной доле дегидротационных вод глинистых отложений обогащенных изотопом ^{18}O . Очевидно формирование химического состава рассолов происходило путем сгущения морских вод эвапоритовых бассейнов седиментации, последующих процессов диагенетических и катагенетических преобразований вмещающих осадочных пород и поступлением отжимающихся при этом поровых и дегидротационных рассолов глинистых отложений майкопа, а также агрессивных вод, освобождающихся при катагенетических преобразованиях глинистых отложений мезозойских комплексов.

Связь между изотопными отношениями углерода в метане, степенью зрелости и типом органического вещества, из которого образовался природный газ, можно использовать для корреляции газов и исходных пород.

Изотопный состав земного углерода в целом, по-видимому, следует оценивать на основании расчета геохимического баланса и данных об изотопном составе углерода в главных его резервуарах. В осадочных карбонатных породах содержится около 73% общего количества углерода земной коры. Остальные 27% углерода находятся в основном в форме горючих ископаемых и рассеянного аморфного углерода в осадочных породах.

В атмосфере, гидросфере и биосфере содержится менее 0,2% общего количества углерода коры [2,6]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода карбонатных пород близки к 0‰, а биогенного углерода -25‰. Используя эти значения, определили, что среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ для углерода земной коры составляет -7,0‰. Мантийный углерод тоже должен иметь такой же изотопный состав.

Углерод в гидротермальных рудных месторождениях присутствует главным образом в виде карбонатов кальция, магния, железа и марганца и в виде CO_2 и CH_4 в жидких и газообразных включениях в рудных и жильных минералах. Основные источники углерода в гидротермальных флюидах – морские известняки ($\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$), коровые образования большой глубины или кора в целом ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$) и биогенные органические соединения ($\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$). Значения $\delta^{13}\text{C}$ для CO_2 из жидких включений варьирует от -4 до -12‰ относительно PDB. Наиболее ранние карбонатные минералы в гидротермальных жилах характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -6 до -9‰. Однако карбонаты, более поздние в парагенетической последовательности, часто обогащены ^{13}C по сравнению с более ранними карбонатами и могут характеризоваться даже положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ диоксида углерода и карбонатных минералов, как правило, свидетельствует о глубинном источнике углерода. Изотопный состав углерода геотермальных карбонатов зависит не только от изотопного состава суммарного углерода рудообразующего флюида но также от фугитивности кислорода, pH, температуры, ионной силы раствора и от общей концентрации углерода.

В гидротермальном флюиде основными углеродсодержащими соединениями, которые играют важную роль в процессах, протекающих при температурах ниже $\sim 600^\circ\text{C}$, являются $\text{CO}_{2(\text{вод})}$, H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} и $\text{CH}_{4(\text{вод})}$. Концентрация карбонатных форм непосредственно определяется активностью ионов водорода pH и косвенно – ионной силой и температурой флюида. Ионная сила раствора влияет на коэффициенты активности карбонатных соединений, а температура определяет величину константы равновесия. При низком pH (менее ~ 6) H_2CO_3 преобладает над HCO_3^- , а количество CO_3^{2-} незначительно. При повышении pH начинает преобладать HCO_3^- . При еще более высоких значениях pH (более ~ 10) преобладает CO_3^{2-} .

Средний изотопный состав углерода метана колеблется в пределах $-40\div -70\text{‰}$. Углерод верхнемеловых и плиоцен-миоценовых отложений значительно обогащен по ^{12}C и лежит в пределах $-50\div -70\text{‰}$. С увеличением глубины залегания и ростом геологического возраста месторождений прослеживается тенденция повышения доли тяжелого изотопа углерода ^{13}C .

Природные минералы можно расположить в порядке уменьшения способности к концентрированию ^{18}O . На основании литературных данных и многочисленных анализов природных образцов и экспериментальных результатов был предложен следующий ряд: кварц, доломит, щелочной полевой шпат, кальцит, средний плагиоклаз, мусковит, анортит, гранат, биотит, хлорит, ильменит и магнетит. Кварц наиболее сильно проявляет тенденцию к концентрированию ^{18}O при данной температуре, тогда как магнетит – наиболее слабо из всех перечисленных выше минералов. В целом в магматических породах проявляется тенденция увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении концентрации SiO_2 . Для всех минералов $\delta^{18}\text{O}$ всегда принимает положительное значение.

Геотермальные воды, находящиеся длительное геологическое время при высоких термодинамических условиях изменяют свой изотопный состав в сторону обогащения по кислороду ^{18}O и по водороду D. В результате различных физико-химических, геохимических и др. процессов вода вступает в изотопное равновесие с растворенными и вмещающими породами, которые всегда богаты тяжелыми изотопами ^{18}O и D. В мезозойских отложениях обогащение по кислороду очень значительное, что $\delta^{18}\text{O}$ принимает положительные значения.

Газы кайнозойских и мезозойских геотермальных месторождений существенно различаются по изотопному составу углерода и кислорода. Для газов кайнозойских отложений характерна высокая концентрация легкого изотопа углерода – ^{12}C и изотопа кислорода ^{16}O . Указанные значения $\delta^{13}\text{C}$ отвечают ранним стадиям биохимического преобразования ОВ.

Газы мезозойских отложений обогащены тяжелыми изотопами углерода (^{13}C) и кислорода (^{18}O), что присуще продуктам катагенетического преобразования ОВ при высоких термодинамических условиях зрелых и высоких стадий. Полученные данные позволяют сделать заключение о преимущественно седиментационной природе вод, их застойном режиме и образовании углеводородов на зрелых стадиях преобразования ОВ.

Наличие обогащенного ^{12}C углерода в приповерхностных осадках (либо в форме газа, либо в форме вторичного кальцита) позволяет использовать данные об изотопном составе углерода для поисков месторождений нефти и природного газа

Литература

1. Есиков А.Д. Изотопная гидрология геотермальных систем. М. «Наука». 1989. 195с.
2. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М. «Наука». 2001. 257с.
3. Магомедов Ш.А., Мамаев О.А., Расулов Г.С. «Изотопный состав и генетические особенности вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья». Водные ресурсы. 2000. том.27.№2.с.148-151
4. Магомедов Ш. А., Мамаев О.А. «Применение изотопного геотермометра углерода « $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ » для определения призабойных температур геотермальных скважин». //Вестник ДНЦ РАН, 2002,№12
5. Магомедов Ш.А., Батырмурзаев А.С. Изотопный состав вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья. //Докл. РАН, 2004, т.396, №5, с.667-669
6. Фор Г. Основы изотопной геологии (пер.с английского). М.»Мир». 1989

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНАХ АКТИВНОЙ ЭКЗОГЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ (НА ПРИМЕРЕ ОПОЛЗНЕВОГО УЧАСТКА с. БАЦАДА)

*Мамаев С.А., Идрисов И.А., Черкашин В.И.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Введение

Изучение закономерностей пространственно-временного распределения основных видов опасных геологических процессов (ОГП) – оползней, селей, подтоплений и др. позволит провести районирование территорий по условиям развития, распространения и степени активности их проявления.

Исследование оползневых процессов является актуальной темой как при строительстве новых объектов, так и при эксплуатации уже возведенных. Систематическое наблюдение за оползнями позволяет предотвратить разрушение откосов (как естественных, так и искусственных), склонов, не допустить угрозы аварийных ситуаций в зданиях и сооружениях, а значит избежать человеческие жертвы. Актуальность темы для горного Дагестана обусловлена наличием множества территорий, подверженных оползневым процессам. Для этой терри-

тории установлено широкое развитие оползневых процессов в прошлом, выявлены многочисленные оползни различного генезиса и морфологии [1]. Оценка устойчивости естественных склонов и искусственных откосов является одной из главных задач инженерно-геологических изысканий практически для всех видов строительства. Пожалуй, ни одна отрасль инженерной деятельности не зависит так тесно от устойчивости склонов и откосов искусственных выемок как строительство автомобильных дорог, нефтегазопроводов, жилых домов и проведение коммуникаций и др. [2-6]. Для этого необходимо разработать научно-методические основы профилактики по снижению ущербов от ОПП, установить закономерности трансформации геологической среды под влиянием антропогенной деятельности, обосновать научно-прикладные рекомендации и предложения по снижению негативных последствий народно-хозяйственного освоения районов со сложными природными и инженерно-геологическими условиями. Предусматривается составление серии специальных карт по развитию и активности проявления ОПП, обоснование принципов организации мониторинга и особенности его функционирования в районах активной геодинамики. В данной работе сделана попытка проанализировать проявление и активность развития оползней на участке с. Бацада.

Оползневые процессы, их прогнозирование и борьба с ними

Прогноз проявления и активности развития ОПП остается одной из главной задачей среди других по оценке стихийных бедствий из-за отсутствия соответствующих научно-методических разработок, направленных на оценку опасности и риска, с целью снижения их последствий при освоении территорий под народно-хозяйственный комплекс.

Для возникновения и развития оползней необходимы некоторые определенные условия. Среди них наибольшее значение для склонов имеют: высота, крутизна и форма, геологическое строение, свойства пород, гидрогеологические условия. Наиболее часто оползни проявляются при залегании слоев с падением сторону склона. Подавляющее большинство оползней приурочено к выходам подземных вод. Причины образования оползней можно свести в три группы:

- 1) изменение формы и высоты склона;
- 2) изменение строения, состояния и свойств пород, слагающих склон;
- 3) дополнительная нагрузка на склон.

К первой группе причин относятся подмыв склона и подрезка склона. Во вторую группу сведены процессы, изменяющие строение пород и ухудшающие их физико-механические свойства. К ним относятся выветривание и увлажнение пород дождевыми, талыми и подземными водами, раздробление отдельных блоков, при смещении, выщелачивание растворимых солей и вынос мелких частиц фильтрующимися водами (суффозия). К третьей группе причин относятся гидродинамическое и гидростатическое давление, искусственные статические и динамические нагрузки на склон, а также сейсмическое воздействие.

Одним из обязательных этапов составления прогноза оползневых смещений на склонах или откосах является создание инженерно-геологической модели оползневого склона (откоса). В данном случае под моделью понимается генерализированное графическое изображение (инженерно-геологический разрез, крупномасштабная карта) оползневого участка, построенное с учетом данных, полученных с помощью метода прогнозирования (расчета). Иными словами, на модели должны быть отображены все сведения, необходимые для прогноза (расчета). Вопросам прогнозирования оползней посвящено очень много работ, и нет возможности даже кратко изложить методику и способы прогнозов гравитационных деформаций склонов, и откосов. Нам представляется необходимым, в рамках рассматриваемой статьи, остановиться только на двух аспектах этой очень сложной проблемы: а) прогнозы на стадии повторных смещений оползней («оживление» древних оползней вследствие техногенного воздействия); б) прогнозы оползней в скальных породах (в бортах котлованов, карьеров и постоянных выемок). Повторные смещения («оживление») оползневых склонов очень разнообразны. Они могут быть следствием смещения всего тела оползня или его отдельных частей, образования оползней второго порядка и т. д. Нередко отдельные части оползня движутся в разное время, в различной последовательности и в разные фазы оползневого процесса. Скорость смещения почти всегда непостоянна: обычно отдельные перемещения прерываются более или менее длительными остановками. Прогноз возможности повторного смещения всего оползня может выполняться методами расчета коэффициента устойчивости по поверхности скольжения и учета баланса земляных масс (для оползней вращения и выдавливания). При составлении прогноза скорости и амплитуды сме-

щения при повторных подвижках или постоянном движении оползня используются две группы методов, базирующиеся на противоположных подходах к оценке возможности движения оползня. Методы, основанные на представлении об оползании как о стационарном процессе (постоянное движение или повторение смещений), применяются в следующих моделях:

1) установившегося вязкопластического течения грунтов по склону или откосу для бесконечного слоя постоянной мощности;

2) связи величины перемещений с водонасыщением тела оползня (с атмосферными осадками, подъёмом уровня подземных вод, влажностью грунтов, представлением о наличии «критической влажности» и т.д.).

Оценка устойчивости скальных массивов должна производиться на базе детального анализа их напряженного состояния. Однако существует несколько соображений, ограничивающих широкое использование данных о напряженном состоянии массивов горных пород, в том числе следующие:

1) для анализа напряжённо-деформированного состояния требуется обширная информация о деформативности и прочности скальных блоков и разделяющих их трещин в сложном напряженном состоянии, учитывающая нелинейность характеристик деформативности, рассечение массива трещинами и смыкание трещин при подвижках;

2) большое, а иногда и определяющее значение в процессе формирования поверхности смещения в скальном массиве имеют не только величины начальных естественных напряжений, но и история их формирования; различное сочетание этих факторов может дать разные результаты, а их игнорирование может привести к ошибочным оценкам устойчивости скальных массивов;

3) использование этих методов усложняется ограниченностью возможностей вычислительной техники.

Противооползневые мероприятия подразделяются на два вида: **активные**, способные воздействовать на основную причину оползня путем полного пресечения или некоторого ослабления ее действия, в частности, снятие перенапряжения грунтовой толщи за счет разгрузки любого вида; **пассивные**, направленные на повышение значимости факторов сопротивления, влияющих положительным образом на степень устойчивости, например, пригрузка, закрепление любыми способами. Мероприятия по обеспечению охранной обстановки касаются в основном ограничений в деятельности человека в районе склона: по зеленому поясу (запрещение рубки леса, корчевания и разработки участков под огороды, уничтожение кустарника, травяного покрова); по строительству (установление границы предельной застройки, типа и веса сооружений, снос существующих сооружений, замедление темпов строительства); по земляным работам (запрещение любых разработок грунта в пассивной зоне - у подножья, загрузки склона в активной зоне - у бровки, увеличения крутизны откоса, вскрытие неустойчивых грунтов); в области водного хозяйства (запрещение спуска поверхностных вод и поливов, содержание в порядке водоотводящих и осушительных устройств, водопроводно-канализационных систем, заделка ям, трещин, установление уровней и темпов сработки вод, омывающих откос); по динамическим воздействиям (запрещение применения взрывных работ, забивки свай, работы транспортных средств) [1-5].

Водоотводные осушительные и дренажные мероприятия и устройства делят на работы поверхности (планировка местности, заделка трещин, устройство покрытий, дамб, обвалования, нагорных и осушительных каналов, лотков, каптаж источников); обустройство дренажей (продольные и поперечные прорезы и галереи, дренажные шахты, поглощающие скважины и колодцы); выполнение изоляционных мероприятий (устройство различных инъекционных завес, глинизация, замораживание грунтов).

Землеустроительные мероприятия направлены на разгрузочные работы в активной зоне (полный съём оползневых масс, срезка активной части оползня, очистка скальных откосов, террасирование и выполяживание склона, общая планировка склона) и пригрузки в пассивной зоне (отсыпка и отвал грунта); покрытие скальных склонов металлическими и геосинтетическими сетками; армирование поверхности геосинтетическими материалами (сетками, ячеистыми каркасами и т.п.); устройство каменных ловушек.

Механическое крепление склона (откоса) связано с устройством одиночных пропиливающих элементов в виде свай различного типа, проходящих сквозь оползень в коренные породы или рядов в виде шпунтовых стенок, инъекционных и мерзлотных завес

и др. Подпорные сооружения предусматривается возводить в виде шпунтовых стенок (металлических, железобетонных, деревянных), подпорных стен (каменных, бетонных, железобетонных), стен из свай-оболочек большого диаметра, а также в виде упорных валов (поясов), каменной наброски, массивов-гигантов.

Искусственное уплотнение и закрепление грунтов на склоне предусматривает проведение различных инъекций (цементация, силикатизация, битумизация, глинизация), замораживание фунтов, уплотнение электроосмосом. Обеспечение устойчивости возводимых сооружений в зоне действий оползня преследует цель повышения безопасности и включает мероприятия: по удалению неустойчивого массива на всю его мощность (до коренных неползнеопасных пород); закладку глубоких фундаментов, опирающихся на устойчивые породы; устройство фундаментов из буронабивных свай; использование каркасных конструкций; армирование крутых откосов геосинтетическими сетками и каркасами; применение железобетонных поясов; устройство деформационных швов.

Геолого-географическое описание окрестности сел. Бацада

Село Бацада расположено в центральной части Дагестана в Гунибском районе. Район относится к области Высокогорного Дагестана. Территория села относится к бассейну реки Каракойсу. Участок дренируется несколькими небольшими ручьями. Вдоль северо-восточной границы территории села протекает река Ботих (рис.1).

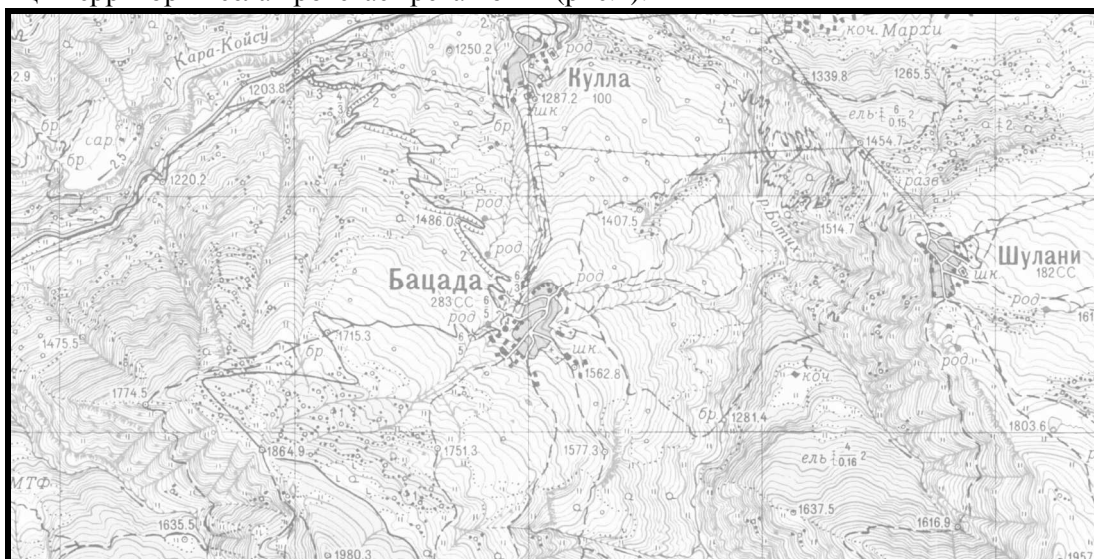


Рис.1. Выкопировка карты с. Бацада и его окрестностей.

В геоморфологическом отношении эта территория занимает северную периферию крупного массива Шалиб, водораздела между бассейнами рек Каракойсу и Казикумухское Койсу. Максимальная высота хребта – 3800 метров. Непосредственно в районе сел Бацада (в 2-4 км к югу от центра села) высота массива Шалиб понижается до отметок 2200-2300 метров. Массив глубоко расчленен р. Каракойсу и ее притоками. Урез русла реки в 1,5 км к северу, от центра села 1100 метров. Рельеф осложняют крутые практически отвесные обрывы в долинах рек Каракойсу, Ботих. Высота подобных эскарпов измеряется от 100 до 400 метров. Эти уступы развиты вдоль одного борта долин рек. Противоположный борт занят покатыми выровненными участками, развитыми по падению слоев осадочных пород. Эти участки расчленены оврагами глубиной до 30-50 метров. Долина реки Каракойсу осложнена цокольной террасой на высоте около 40 метров над руслом реки. Выше этой террасы, в районе села Бацада, четко выраженных террас не выявлено. При анализе рельефа заметно относительно пологое падение склона в соответствии с естественным падением слоев песчаников в восточном и северо-восточном направлении от сел Бацада и Кулла. В то же время заметно, что западнее северо-западнее от этих сел уклон поверхности значительно превышает уклоны падения слоев. Это четко видно при анализе топокарты, по значительному сближению изолиний к северо-западу от села Бацада, в отличие от их относительной разреженности к северо-востоку от данного села. На наш взгляд наличие подобных значительных уклонов связано с развитием здесь древнего оползневого тела. Которое срезалось долиной реки Каракойсу, движение которого направлено в северном направлении, в целом западнее речки вдоль восточного борта которой располагались старые части сел Бацада и Кулла.

Непосредственно село Бацада расположено на покатом склоне северо-восточной экспозиции. Старая (восточная) часть села расположена на уступе коренных пород, вдоль восточного берега долины небольшого ручья – правого притока р. Каракойсу. Высота уступа - 3-7 метров. В 1 км севернее (по направлению к долине р. Каракойсу) вдоль этого уступа располагается село Кулла. Этот уступ сформирован песчаниками в коренном залегании.

Новая (западная) часть села Бацада расположена вдоль западного берега ручья и его небольших притоков. Этот участок сложен блоками песчаников, между которыми залегают, песок, глинистый материал. В общем, участок является фрагментом древнего оползня, который сползает в сторону реки Каракойсу в северном, северо-западном направлении. Нижняя часть оползня разрезана несколькими водотоками, глубина вреза которых составляют 7-10 метров. В обнажениях вдоль этих врезов вскрываются оползневые отложения. Рельеф данного участка представлен пологими холмами, западинами, размах рельефа достигает 3-5 метров.

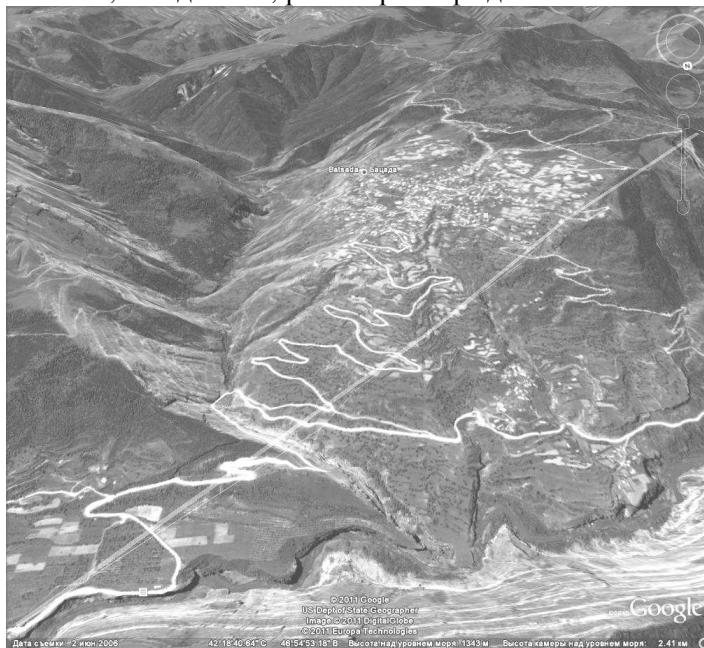


Рис.2. Космическая фотосъемка с. Бацада и его окрестности.

В геологическом отношении участок характеризуется распространением среднеюрских отложений ааленского яруса. Коренные породы представлены сцементированными плотными, кварцевыми, мелкозернистыми песчаниками серого цвета. Мощность отдельных слоев меняется от 0,5 до 10 метров. Между слоями песчаника расположены прослои темно-серых глин и черных сланцев, мощностей 0,2-0,5 метров. В общей мощности отложений доля песчаников составляет 80-90%. Суммарная мощность этой толщи свыше 800 метров. Для отдельных слоев песчаников характерно наличие водорастворимых солей, которые выносятся слабодобитными источниками, также типичным является наличие дисперсного углистого материала в толще песчаников. На всей территории участка Бацада других пород в коренном залегании не выявлено. Породы на рассматриваемом участке залегают моноклиально, падение слоев достигает 5-7 градусов в северо-восточном направлении, простираение слоев в общекавказском направлении (северо-запад - юго-восток). Поверхность террасы реки Каракойсу покрыта маломощным чехлом (менее 3 м) крупнообломочного аллювия. Склоны окрестных возвышенностей покрыты мощной толщей делювиальных и коллювиальных отложений, представленных продуктами разрушения песчаников.

Описание поврежденных жилых домов и оползневых участков

Для Горного Дагестана традиционным видом строительства является использование естественного (дикого) камня в качестве строительного материала, в качестве связки используется глинистый раствор. До землетрясения 1970 г. эта форма преобладала как в сельском, так и в городском строительстве. В горах для возведения жилых домов издавна широко применялись и продолжают применяться бутовый обтесанный камень из известняков и песчаников, глиняный кирпич, саманы и др.

Основным критерием сейсмостойкости каменных конструкций является степень монолитности кладки, которая зависит, прежде всего, от прочности сцепления раствора с камнем и степени перевязки стеновых блоков. Стремление каменщиков-строителей на практике повысить производительность кладочных работ, приводит к низкому качеству кладки и степени монолитности. На (рис.3, 4, 5) показана типичная кладка стен, характерная для горных селений. Показан отрыв между несущей продольной и поперечной стенами. Нет монолитности и связности между камнями.



Рис. 3. Пример отрыва стен друг от друга, из-за плохой связи между камнями



Рис. 4. Пример разрыва здания по вертикальному сечению.



Рис.5. Вертикальные сквозные трещины на несущей стене.

При обследовании жилых домов, построенных в последние 10-20 лет (западная часть Бацады), были выявлены следующие повреждения: отрыв продольных стен от поперечных примерно на 0,3-1,5 см., косые трещины в некоторых поперечных стенах, косые трещины в межоконных простенках самонесущих продольных стен. Качество кладки крайне низкое. Сцепление между раствором и камнем практически отсутствуют. Толщина штукатурного «намета» достигает 2-4 см. Практически не обнаружены арматурные связи ни в сопрягающих стенах, ни в основных несущих стенах. Кровли домов, опирающиеся на деревянные стойки - наклонные, двухскатные, покрыты шифером или гофрированным железом. Крыши - плоские с земляной насыпью. Подпорные стенки из каменной кладки имеют также трещины.

Все эти факты свидетельствуют о том что, при строительстве не осуществляли должный контроль. К сожалению, приходится констатировать, что строительство в районах ведется стихийно. Не соблюдают строительные нормы для сейсмических и оползнеопасных районов (СНиП II-81*).

Западная (новая) часть селения расположена на старом оползневом массиве. Нижняя часть оползня, которая сползает в сторону реки Кара-койсу в северном, северо-западном направлениях указана даже на топокарте М: 1:25000 1987 г. на фотографии (рис.6) виден молодой овраг, который разрезает нижняя часть оползня, с глубиной вреза 7-10 метров. В обнажениях вдоль этих врезом вскрываются оползневые отложения. В дождливое время на теле оползнево-

го массива появляются многочисленные родники (рис.7.). На поверхности оползневого тела выявлены небольшие современные трещины. В 2010 году в горном Дагестане было очень засушливое лето. Поэтому данный оползень не проявлял особой активности. Суммарную амплитуду подвижек можно оценить в первые дециметры. Нам трудно представить, как этот оползень проявил бы себя в дождливое время, с насыщенными грунтовыми водами, с многочисленными родниками в её теле, а тем более сейчас там производятся работы при расширении дороги. При этом характерно, что дорожные работы проводятся в нижней части оползневого тела. Не зря ведь предки местных жителей построили свои поселения на коренных породах, где полностью избавлялись от таких катастроф как оползень, а оползневые районы выделялись для садов, огородов и сельхозугодий. Расширение территории села на оползнеопасный склон, с учетом значительного расширения автодороги (и соответственно подрезки склона) в основании этого склона вызывает у нас серьезную озабоченность. Необходимо оценить мощность оползневого тела и другие его характеристики, что требует от организаций ответственных за безопасность территории проведения специализированных инженерно-геологических исследований (бурение оползневого тела, изучение особенностей гидрологического режима, описание морфологии оползневого тела, разработка моделей динамики оползневого процесса).



Рис. 6. Овраг, который разрезает нижнюю часть оползня.



Рис. 7. Родники выходящие из тела оползня.

Заключение

По нашему мнению, строительство жилья в сельских районах ведется при отсутствии должного контроля соответствующих инстанций отвечающих за возведение жилых построек. Учитывая сложные горно-технические условия нашего края (оползни, сели, обвалы, землетрясения), Институт геологии предлагает усилить контроль при строительстве жилья и проведение сейсморайонирования территории Дагестана, сейсмомикрорайонирования населенных пунктов. Необходимо выявление оползнеопасных участков, их классификация и прогноз по типу решаемых вопросов, меры борьбы с теми или другими природными явлениями, в том числе под воздействием техногенных факторов. Например, взрывные работы, расширение дорожной сети, заполнение водохранилища ГЭС и др. Для решения перечисленных вопросов Институт геологии располагает специалистами, соответствующим оборудованием, опытом работы, а также имеется разрешение на проведение данных работ, подтвержденные Свидетельством №059-2010-0560020747-И-12 от 28 апреля 2010 года (СРО «НО ИНЖГЕОТЕХ»).

Литература

1. Ананьев В.П. Инженерная геология. - М.: Недра, 2002.
2. Идрисов И.А., Исаков С.И. Распространение запрудных озер на территории Дагестана. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Тр. ИГ ДНЦ РАН. Махачкла, 2010. С.136-138.
3. Молоков Л.А. Инженерно-геологические процессы. - М.: Недра, 1985.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология. – Л.: Недра, 1978.
5. <http://www.tgm.ru/sib/region.php>.
6. Чалкова Ю.С., Черепанов Б.М. Оползневые процессы, их прогнозирование и борьба с ними// Ползуновский вестник № 1–2. 2007.- С.80-89.

К ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСУ В ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТАХ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Маммаев О.А.¹, Мамаева² А.С., Маммаев³ Б.О.

¹Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, ²ДГТУ, ³Институт геологии ДНЦ РАН

Тепломассоперенос в виде движения пресных и теплоэнергетических подземных вод широко распространен в подземной гидросфере земной коры. В зависимости от геолого-гидрогеологических условий движение подземных вод в земной коре происходит как от поверхности земной коры в глубокие горизонты, так и из глубоких горизонтов земной коры и даже верхней мантии земли в вышележащие пласты горных пород вплоть до поверхности земли.

В первом случае источниками питания подземных вод являются поверхностные воды, атмосферные осадки и конденсация атмосферной влаги, которая всегда содержится в воздухе, циркулирует в покровных рыхлых отложениях и конденсируется при перепадах температур (точка росы).

Движущими факторами подземного стока являются гравитационные силы самой воды, которая движется по водоносным горизонтам по закону сообщающихся сосудов, так и гидродинамические условия в пластах. По мере движения вглубь по простиранию пластов горных пород подземные воды нагреваются, растворяют соли, становятся минерализованными и подвергаются метаморфизации.

Во втором случае глубоко залегающие пластовые воды находящиеся при повышенных РТ-условиях в термоупругом состоянии по трещинам и порам, благодаря разности температур и гидродинамическим условиям, стремятся вверх и мигрирует в вышележащие горизонты и происходит вертикальный тепломассоперенос.

Формы тепломассопереноса имеют два вида конвективный и кондуктивный. Конвективная форма тепломассопереноса подчиняется гидравлическим законам фильтрации воды. Основной движущей силой здесь являются гидродинамические условия в пласте воды, а в водонапорных системах артезианских бассейнов упругие силы воды и водоносного пласта. Ведущую роль в этих процессах играют пористость, проницаемость горных пород водоносных горизонтов, которые характеризуются коэффициентами фильтрации и проницаемости. Подземные воды вносят основной вклад в конвективной форме тепломассопереноса.

Уравнение баланса подземных вод на территории бассейна можно представить в следующем виде

$$Q_{\text{сумм}} = Q_o + Q_v + Q_i, \quad (1)$$

где $Q_{\text{сумм}}$ – суммарное питание на площади бассейна – инфильтрация речных вод и атмосферных осадков; Q_o – расход воды через гидрогеологические окна; Q_v – дебит водозабора; Q_i – расход подземных вод на испарение.

Уравнение баланса определяет, что суммарная величина расхода подземных вод равна суммарной величине питания. Водозабор моделируется в виде линейной системы взаимодействующих современных скважин, эквивалентных траншее с равномерно распределяемым постоянным расходом. Питание водоносного горизонта за счет потерь речных вод задается как равномерно распределенная по площади инфильтрация.

При заданных граничных условиях для решения данной задачи необходимо на модели подобрать соответствующую проводимость водоносных пород и распределение инфильтрационного питания, которые бы удовлетворяли фактическому распределению уровней подземных вод по карте гидроизогипс. При этом принимается одно допущение однородность проводимости пласта. Инфильтрационное питание задается равномерно распределенным по всей площади и путем постепенных приближений на модели подбирается проводимость пласта.

Решение задачи таким способом позволяет вычислить коэффициент проводимости пласта K_m , которая принимается как расчетная для решения основной задачи по оценке эксплуатационных запасов подземных вод.

Для оценки емкостных и упругих запасов подземных вод можно воспользоваться следующими формулами:

$$V_{em} = V_0 \times n_{ef} = S \times m \times n_{ef}, \quad (2)$$

$$V_{ynp} = S \times \mu \times \Delta h, \quad (3)$$

где S - площадь продуктивного пласта; V_0 - объем продуктивного пласта; m - мощность продуктивного пласта; $n_{эф}$ - коэффициент активной пористости; μ - коэффициент упругой водоотдачи, $1/m$; Δh - уровень сработки, м.

Коэффициент упругой водоотдачи определяется по общеизвестной формуле:

$$\mu = Km / a, \quad (4)$$

где a - коэффициент пьезопроводимости.

Окончательное воспроизведение напоров на модели по контрольным скважинам достигается путем перераспределения интенсивности инфильтрационного питания. Перераспределение инфильтрационного питания водоносного горизонта осуществляется с учетом закономерностей изменения амплитуд колебаний уровней грунтовых вод установленных режимными исследованиями в наблюдательных скважинах.

Результаты решения обратной задачи в дальнейшем используются для решения нестационарных задач о прогнозе развития понижений уровней подземных вод на заданный 25 летний период эксплуатации с учетом нового проектного дебита водозабора (М.К. Курбанов, С.А. Мамаев, Ж.Г. Ибаев 2009 г.).

Кондуктивный теплоперенос подчиняется закономерностям разности температурных и концентрационных потенциалов на молекулярном уровне. Этот процесс теплопереноса на 1-2 порядка менее интенсивен, но охватывает несравненно большие территории площади соприкосновения.

Формирование и размещение термоминеральных ресурсов в литосфере определяется внутриземным теплом. Его распространение происходит путем кондуктивного и конвективного теплопереноса. Плотность кондуктивного теплового потока q по закону Фурье определяется как

$$q = - \lambda \cdot \text{grad } T, \quad (5)$$

где λ - коэффициент теплопроводности горных пород, а $\text{grad } T$ - геотермический градиент, отражающий изменение температуры T с глубиной h : $\text{grad } T = dT/dh$.

Теплопроводность горных пород зависит от их состава, размеров минеральных зерен, плотности, пористости, влажности, температуры, давления и пр. и определяется опытным путем. В естественных условиях она колеблется в широких пределах: $\sim 0,2-20$, но у большинства пород в среднем лежит в диапазоне $2,0-3,5$ Вт/м·К (Хуторской, 1996).

Плотность кондуктивного теплового потока из недр к поверхности Земли, отражающая суммарный энергетический эффект всех глубинных процессов, в том числе поступления тепла из мантии, также весьма изменчива. Ее фоновые (региональные) значения в разных геотектонических структурах закономерно уменьшаются по мере увеличения возраста тектономагматической активности от ~ 100 в кайнозойских мобильных поясах до 40 мВт/м² и менее в докембрийских структурах континентов (Поляк, Смирнов, 1968г.). Локальные же ее значения вследствие действия многих, так называемых, "возмущающих" факторов могут далеко выходить за этот диапазон. Среди факторов одним из важнейших является перераспределение глубинного тепла подземными водами, т.е. конвективным (адвективным) механизмом. Но в условиях кондуктивной теплопередачи температура горных пород растет с глубиной в соответствии с геотермическим градиентом, определяемым плотностью теплового потока и характерной для данных глубин теплопроводностью горных пород.

Согласно современным представлениям, одним из главных источников глубинного тепла Земли является распад долгоживущих естественных радиоактивных элементов (ЕРЭ): урана, тория и калия. Генерация тепла от распада $1g$ U составляет $(2,22+2,34) \cdot 10^{-8}$, Th - $(0,63+0,64) \cdot 10^{-8}$ и K - $(1,58+8,5) \cdot 10^{-13}$ (кал/г·с). Хотя удельный тепловой эффект распада калия - почти на 5 порядков меньше, в силу относительно высокого содержания этого элемента в горных породах, его вклад в теплогенерацию земной коры соизмерим с вкладом урана и тория. Вклад в генерацию радиогенного тепла U , Th , K составляет 99%.

В горных породах и подземных водах Дагестана и Восточного Предкавказья содержание ЕРЭ специально изучали А.С. Джамалова (1969), А.А. Бабаев (1972), О.А. Маммаев (1983). По данным этих авторов радиогенная теплогенерация в осадочной толще Терско-Кумского прогиба довольно заметна, а общий ее эффект в наблюдаемом тепловом потоке достигает, по оценке Джамаловой А.С. 20%, это подтверждается и последующими исследованиями.

Согласно Е.А. Любимовой, П.Н. Кропоткину, Б.Г. Поляку, О.Г. Сорохтину, М.К. Курбанову и др., наряду с радиогенным теплом большое значение в формировании теплового поля

Земли имеют гравитационную и ротационную формы энергии, к которым относятся энергия образования Земли, потенциальная гравитационная энергия, энергия гравитационной дифференциации, а также энергия, генерируемая при замедлении и колебаниях скорости вращения Земли. Кроме того, значительное количество энергии выделяется при геолого-тектонических, физико-химических, метаморфических процессах. Однако последние не являются первоисточниками внутривоздушной энергии, а отвечают лишь промежуточным стадиям ее трансформации.

Заметное влияние на тепловое поле могут оказать и приповерхностные процессы (окисление, растворение, выщелачивание, литификация осадков и т.п.). Особенно много энергии выделяется при окислении углерода. Например, при реакции $C + O_2 = CO_2$ выделяется в среднем 94 ккал/моль тепла. Результатом подобной реакции окисления битумов объясняет Пилипенко Г.Ф. (1966) генезис термоаномалии горы Янган-Тау в Башкирии, где на глубине всего 90 м пластовая температура достигает $400\text{ }^{\circ}\text{C}$, а количество выделяющейся энергии составляет 31000 кал/с. Экзогенные локальные положительные термоаномалии возникают в зоне аэрации в результате окисления сульфидных месторождений, залежей пирита, процессов сульфатредукции и т.д. Данные процессы, как отмечают В.И. Кононов (1965) и А.В. Щербаков (1968), протекают с образованием CO_2 , CO , H_2S , SO_2 и приводят к обогащению этими газами локальных участков зоны активного водообмена. Однако все эти экзотермические процессы имеют локально ограниченный характер.

Наряду с теплогенерацией значительную роль в формировании теплового поля земной коры играет массопоток из мантии. Так, геотермические исследования Кольской сверхглубокой скважины на Балтийском кристаллическом докембрийском щите показали, что суммарный поток в ней равен 49 мкВт/м^2 , из которых 23-26, или 45-55%, приходится на кондуктивный теплопоток из мантии (Галдин, Любимова, Карус, 1984). В более молодых блоках земной коры, где, как отмечалось, удельные кондуктивные теплопотери выше, вклад в них мантийного тепла еще более значителен.

Поступление тепла из мантии в кору осуществляется не только кондуктивной теплопередачей, но и конвективным (адвективным) тепломассопотоком (Поляк, 1988). Вклад его в наблюдаемый тепловой поток гораздо больше, чем это казалось многим еще 2-3 десятилетия назад - прежде всего в областях новейшей складчатости на континентах и их окраинах, особенно вулканических районах, а также в зонах срединно-океанических хребтов, которыми опоясан Мировой океан. Агентами конвективного тепломассопотока из мантии являются ее дериваты - магматические расплавы и флюиды.

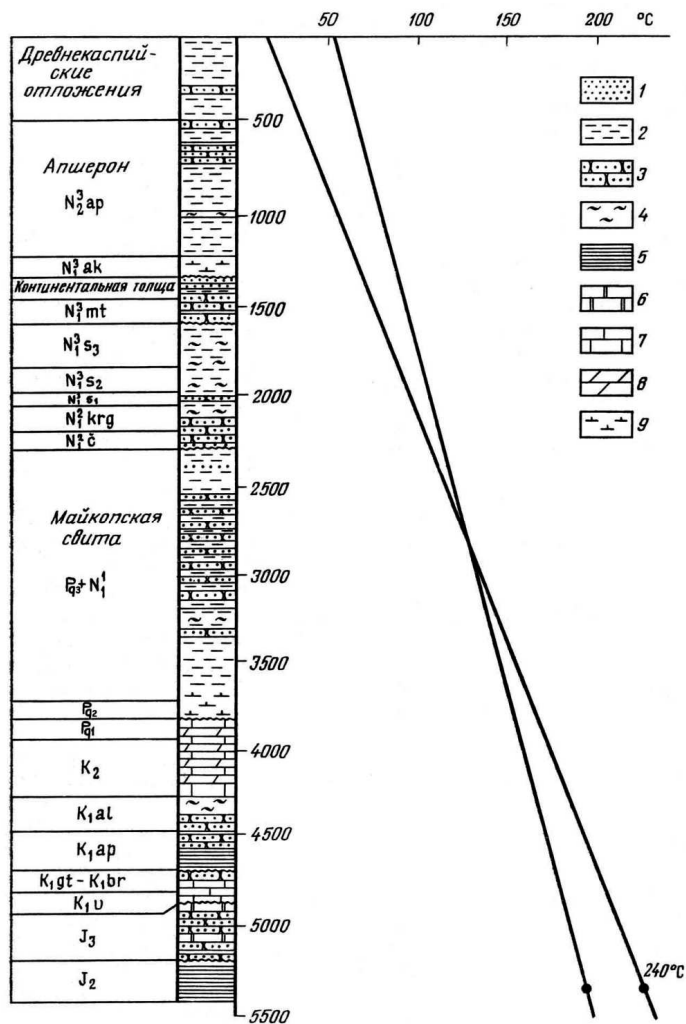
Яркими примерами интенсивной вертикальной миграции глубинных флюидов в современный период являются многочисленные очаги разгрузки металлоносных термальных рассолов на дне Красного моря, которое представляет собой, по терминологии Е.Е. Милановского (1987), межконтинентальную рифтовую зону. Известны скопления металлоносных рассолов в тропе Солтон-Си - депрессии, возникшей на Американском континенте при вторжении в его структуру Калифорнийского рифта (продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия) и развитии сопряженной с этим трансформной зоны сейсмоактивных разломов Сан-Андреас. В тропе Солтон-Си находится мощная парогидротермальная система Империял Вэлли. Теплоносителем в подавляющем большинстве гидротермальных систем являются инфильтрационные метеорные воды.

Открыты очаги разгрузки высокотемпературных гидротерм, богатых CO_2 , CH_4 и мантийным гелием, и в рифтогенных впадинах Калифорнийского залива (бассейн Гуаймас), а также вдоль оси Восточно-Тихоокеанского поднятия на огромном протяжении от 21° с.ш. до 20° ю.ш. Высокой сеймотектонической и вулкано-магматической активностью отличается и Кавказ, который некоторые исследователи (Корытов, 1985), относят к северному окончанию Африкано-Аравийско-Кавказской зоны сравнительно молодого рифтогенеза. В горно-складчатых его районах имеются многочисленные термоминеральные источники различного, преимущественно углекислого и сульфидного состава. Весьма напряженным термическим режимом характеризуются также глубокопогруженные зоны Восточного Предкавказья. Здесь на глубинах 4-6 км температуры на $70-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше, чем в прилетающих структурах Русской платформы и Туранской плиты. В Тарумовских геотермальных скважинах глубиной 5500 м в Северном Дагестане температура близка к $200\text{ }^{\circ}\text{C}$, тогда как в Кольской сверхглубокой скважине такая температура встречается лишь на глубине 12000 м (рис 1).

Процессы вулканизма и гидротермальной деятельности осуществляют вынос тепловой энергии к поверхности Земли в огромных масштабах. Теплоносителем в подавляющем боль-

шинстве гидротермальных систем являются инфильтрационные метеорные воды на суше и морские воды в океане. При этом базы циркуляции гидротерм имеют различные глубины конвекционного цикла, обусловленные геолого-тектоническими условиями региона.

Обычно, чем выше мобильность геотектонических структур, тем интенсивнее геотермальная, сейсмотектоническая активность и выше конвективный теплоперенос из глубин. Практически все гидротермы сосредоточены в сейсмоактивных областях, ограниченных 6-7 балльной изосейстой.



1 – песок; 2 глина; 3 – песчаник; 4 – алевролит; 5 – аргиллит; 6 – доломит; 7 – известняк; 8 – мергель; 9 – известковистая глина.

Рис1. Литолого-геотермический разрез по скв. 1 (Тарумовка).

Согласно Б.Г. Поляку, конвективные теплопотери на территории б. СССР (22,4 млн км²) по сравнению с кондуктивными мизерны - около 2500 мВт, что составляет всего 0,25% от кондуктивного теплопотока, плотность которого оценивается в 50 мВт/м², или 1,1 ЕТП (1 ЕТП = 1 · 10⁻⁶ кал/см²·с). Если же отнести тепловой эффект разгрузки гидротерм к площади ее сосредоточения, т.е. области новейшей сейсмотектонической активности, которая составляет примерно четверть территории б. СССР с фоновым тепловым потоком 75 мВт/м² (1,8 ЕТП), то роль конвективного выноса тепла достигает 0,75% кондуктивных теплопотерь. При этом 86% (или 2200 мВт) гидротермального выноса тепла приходится на Курило-Камчатский регион, 6,6% - на Байкальский рифт и 1,6% - на Кавказ (Поляк, 1988). На примере горно-складчатых и равнинных областей Кавказа с достаточной долей уверенности можно утверждать, что конвективный теплопоток - 0,75% от кондуктивного, является значительно заниженным числом. Подобное занижение имело место, по-видимому, не только в связи с неполным охватом при расчетах всех термоминеральных источников Кавказа. При оценке конвективного теплопереноса из недр необходимо учесть также субвертикальную миграцию флюидов вдоль многочисленных проводящих разломов и других дизъюнктивных нарушений в

земной коре, водо- и газоперетоки из нижележащих в вышележащие водонапорные пласты, а также тепломассоперенос газовыми струями и холодными (на поверхности) минеральными источниками, особенно углекислого, азотно-щелочного и кремнистого типов.

Таким образом, тепловое питание гидротерм имеет различные формы и активность. В районах, где тепловой эффект гидротермальной деятельности слишком незначителен по сравнению с кондуктивным тепловым потоком, тепломассоперенос гидротермами является производной от величины фонового кондуктивного теплопотока ниже базиса их циркуляции. Напротив, в областях вулканической и сеймотектонической активности и континентального рифтогенеза формирование гидротермальных систем может быть обусловлено процессами дегазации мантии и субвертикальной миграцией глубинных флюидов по зонам деформации в земной коре вплоть до поверхности Земли.

О подобном механизме формирования ряда приповерхностных и глубинных термоаномалий Восточного Кавказа и Предкавказья свидетельствуют не только геолого-тектонические, геотермические и гидрогеохимические условия, но и изотопный состав содержащихся в гидротермах гелия, водорода, кислорода и значения характерных гидрогеохимических критериев.

Литература

1. Хуторский М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В. и др. Тепловой режим недр МНР. М., Наука. 1991. 127 с.
2. Поляк Б.Г. Тепловой поток и «средний возраст» термальных событий в земной коре // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М., Изд. РУДН. 2000. С. 3-12.
3. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.- Геотектоника, 1968, № 4, С. 3-19.
4. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР. М., ГУГК. 1980. 150 с.
5. Джамалова А.С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М., Наука. 1969. 128 с.
6. Бабаев А.А. Радиоактивность минеральных вод Дагестана. Махачкала, Дагкнигоиздат. 1972. 103 с.
7. Маммаев О.А. К выявлению ювенильной составляющей термальных рассолов Восточного Предкавказья. Тез. докл. междунар. симпозиума. Сухуми, 1985. 86 с.
8. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., Наука. 1968. 280 с.
9. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М., Наука. 1988. 192 с.
10. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М., Наука. 2001. 260 с.
11. Маммаев О.А. Подземные воды Восточного Предкавказья (формирования, гидрогеохимия процессы радиотеплогенерации). Махачкала: ДНЦ РАН. 2006. 280 с.
12. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Прямое использование геотермальных ресурсов в России /Сб. научных трудов. Тепловое поле земли и методы его изучения. М., Изд. РУДН. 2000. С. 270-276.
13. Филонов В.А., Маммаев О.А. Изотопный состав подземных вод Дагестана как показатель их генезиса // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 2. С. 72-77.
14. Сорохтин О.Г., Городницкий А.М. Океанический рифтогенез и подводный вулканизм.- В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, Наука, 1977. С. 83-86.
15. Мирзоев Д.А., Шарафудинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала. Даг. кн. изд-во. 1986. 311 с.
16. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
17. Галдин Н.Е., Любимова Е.А., Карус Е.В. Тепловые свойства пород: Геотермические исследования // Кольская сверхглубокая. М., Недра. 1984. С. 341-348.
18. Мамаев С.А., Курбанов М.К., Ибаев Ж.Г. Постоянно действующая гидрогеолого-математическая модель формирования и управления ресурсами и качеством пресных подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа/ Труды Института геологии ДНЦ РАН №50. Махачкала 2006. С. 143-147.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ U, RA, Th, K В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ И ПОРОДАХ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Маммаев О.А.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Известно, что на распределение радия и урана в подземных водах первостепенное влияние оказывает геохимическая обстановка в водоносном комплексе, и в частности, величины Eh

и рН, а также химический состав растворителя (подземной воды), форма нахождения радиоэлементов во вмещающих породах и процессы взаимодействия между породами-коллекторами и водами.

Многими исследователями подтверждается вывод, что пластовые воды хлоркальциевого типа обладают преимущественными условиями для наибольшего обогащения радием. В отличие от радия максимальное количество урана накапливается в водах гидрокарбонатно-натриевого типа и причем параллельно с увеличением величины коэффициента $\varepsilon_{\text{Na}}/\varepsilon_{\text{Cl}}$, характеризующего степень опреснения вод.

Благодаря геохимическим особенностям урана и радия их соотношение в единицах радиоактивного равновесия (K_{pp}) является показателем гидрогеохимической обстановки в водоносном пласте.

Другим важным коэффициентом для оценки содержания урана в водах и породах является коэффициент водной миграции урана (K_{u}).

По результатам наших исследований концентрации урана в термальных рассолах пермо-триасового комплекса Терско-Кумского бассейна составляют интервал значений на уровне 95% доверительной вероятности $(0,06-1,0) \cdot 10^{-7}$ г/л. Для пластовых вод пермо-триасового комплекса значение K_{u} составляет $(0,14 \div 3,2) \cdot 10^{-4}$, а доверительный интервал для коэффициента радиоактивного равновесия $K_{\text{pp}} = 2,3 \cdot 10^4 \div 1,16 \cdot 10^5$.

Рассмотрены концентрации радиоэлементов в горных породах по разрезу осадочной толщи ВПАБ (табл. 1).

Таблица 1

Содержание радиоактивных элементов в породах мезо-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья

Порода	Возраст отложе-ний	Содержание элементов в вес. %									Th/U	K/U $\cdot 10^{-3}$
		Уран $\cdot 10^{-4}$			Торий $\cdot 10^{-4}$			Калий, %				
		от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Гранит	палеозой	8	10	9	12	16	14	1,5	3,5	2,5	1,56	2,8
Гравелит	н. триас	1,0	5,5	3,1	8	27	16	1,99	3,54	2,7	5,16	8,7
Сидерит	ср. триас	2,1	3,1	2,6	2	5	4	1,8	3,3	2,3	1,54	8,8
Аргиллит	н. юра	2,6	6,5	3,1	6	11	1,3	2,63	3,79	2,8	0,42	9,0
Аргиллит	ср. юра	2,5	3,2	2,9	4	10	1,0	0,95	3,29	1,9	0,34	6,6
Аргиллит	в. юра	2,6	3,8	3,1	3	15	7,0	0,83	4,57	2,2	2,26	7,1
Песчаник	ср. юра	2,0	3,0	2,5	3	10	6,5	0,1	1,0	0,5	2,60	2,0
Песчаник	в. юра	2,0	3,0	2,5	3	10	5,4	0,08	0,91	0,2	2,16	0,8
Известняки	—«—	1,5	5	2,0	3	4,5	3,5	0,04	8,7	0,1	1,75	0,5
Аргиллит	н. мел	2,0	2,6	2,1	3	6	4,9	1,83	3,5	2,4	2,33	11,4
Песчаник	в. мел	2,0	3	2,2	6	1	6,1	1,18	2,53	1,5	2,77	6,8
Известняки	в. мел	2,0	3	2,3	2	5	3	0,06	2,1	0,3	1,30	1,3
Глина	майкоп	3	14	4,1	5	13	9	—	—	—	2,20	
Мергель	—«—	3	12	4,2	6	10	7,1	—	—	—	1,69	
Песчаник гли-нист.	—«—	3	5	3,2	5	7	6,2	—	—	—	1,94	
Глина	сармат	3	7	5,1	9	12	10,3	—	—	—	2,02	

На отдельных площадях (Ю.-Буйнакская и др.) наблюдаются значительные вариации содержания урана в породах, преимущественно в зонах стратиграфических контактов (например, от майкопа к верхнему мелу и от неокома к юрскому комплексу).

В породах палеозойского фундамента концентрации урана относительно высокие – до $1 \cdot 10^{-3}\%$. Различный уровень обогащения пород ураном можно объяснить существованием различных геохимических условий в бассейне осадконакопления.

Однако для оптимального осаждения из раствора урана по данным некоторых исследователей (Плуман, 1971), в придонной части бассейна должна существовать зона сероводородного заражения.

На примере современных морских осадков Черного и Балтийского морей с сероводородной восстановительной средой подтверждается такой механизм обогащения донных осадков ураном. А для неглубоких хорошо аэрируемых участков бассейна обогащение донных осадков ураном по вышеуказанному пути не происходит даже при высоком содержании ОВ. Из вышеизложенного следует, что распределение урана по разрезу осадочных пород несет инфор-

мацию о геохимических условиях бассейна осадконакопления. Из анализа фактических данных наблюдается вертикальная зональность в распределении урана и значений коэффициентов K_{pp} и K_u в водах различных водоносных комплексов Восточного Предкавказья, отражающая различные геохимические условия для миграции урана. Между основными структурно-гидрогеологическими этапами различия в распределении данных показателей значимые.

Распределение урана по разрезу осадочных пород также не одинаково и свидетельствует о том, что процесс осадконакопления протекал в различных геохимических условиях.

При рассмотрении содержания урана в водах минеральных и пресных источников равнинной и горной части Дагестана в зависимости от значений Eh наблюдается относительная обогащенность ураном пресных источников по сравнению с метановыми и углекислыми. Наименьшими концентрациями урана и величин Eh характеризуются сероводородные минеральные источники.

По данным наших исследований, в водах плиоцен-четвертичных отложений Платформенного Дагестана содержится радон в пределах до (2÷5) эман.

В ряде нефтегазовых месторождений Дагестана (Тарумовка, Берикей и др.), где наблюдаются отложения травертинов, обнаруживается несколько повышенная гамма-активность до 50–60 мкр/час при фоновой активности 15–25 мкр/час. В травертинах содержится избыточное количество радия за счет привноса его подземными водами, чем и обуславливается несколько повышенная их гамма-активность.

Естественный фон гамма-активности пород для горной части является сравнительно повышенным (до 20–30 мкр/час) по сравнению с равнинной частью Дагестана (10–20 мкр/час).

Совместно с лабораторией радиометрии кафедры геохимии МГУ были проанализированы изотопные соотношения урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (γ) в пластовых и пресных водах различных гидродинамических зон Дагестана. Целью этих исследований являлось установление степени активности водообмена в различных водоносных комплексах и влияние гидрогеохимических факторов на формирование изотопных отношений урана. Для таких исследований сочетание гидрогеологических и геолого-структурных условий Дагестана является уникальным. Значения γ для подземных вод мезозойских отложений с затрудненным водообменом составляют интервал (1,17÷1,45).

В работе также дана оценка «кажущегося» возраста пластовых вод различных СГГЭ и водоносных комплексов с помощью методов неравновесных отношений естественных радиоактивных изотопов урана (γ) и радий-радонового метода.

Концентрации радия в рассолах мезозойских отложений Терско-Кумской зоны составляют до $1,1 \cdot 10^{-8}$ г/л на участке Южно-Сухокумская (скв. 47, 22); до $1,7 \cdot 10^{-9}$ г/л на Тарумовской, скв. 1. Анализ состава растворенных газов (гелия и кислорода) и концентраций радия в пластовых водах мезозойских отложений позволяет предположить наличие в этих водоносных комплексах процессов радиолитизации воды под воздействием обнаруженных концентраций радия.

По особенностям распространенности и содержания урана и радия в пластовых водах и осадочных породах можно рассматривать их в качестве чувствительных индикаторов гидрогеохимической обстановки в водоносных горизонтах и в бассейне осадконакопления.

Анализируя данные о распределении радия в подземных водах различных комплексов равнинной и горной части Дагестана, можно отметить, что концентрации радия в водах отражают изменение геохимической обстановки и гидродинамических условий рассматриваемых вод. Наиболее минерализованные застойные хлоркальциевые воды мезозойских отложений обогащены радием, а воды зоны активного водообмена сульфатного и карбонатного типа содержат фоновые концентрации радия. Термальные воды среднемиоценовых отложений обладают промежуточными концентрациями радия.

По рассмотренным в работе изотопным и радиогеохимическим показателям подземных вод с применением статистических решений проведена идентификация пластовых вод структурно-гидрогеологических этажей и основных водоносных комплексов Терско-Кумского артезианского бассейна. Используемые изотопные и радиогеохимические показатели, которые были перечислены выше, имеют значимые различия для пластовых вод СГГЭ и основных водоносных комплексов на уровне доверительной вероятности 0,95 по результатам статистической обработки данных и показывают реальность и высокую однозначность идентификации.

Литература

1. Мирзоев Д.А., Шарифудинов Ф.Г. Геология месторождений нефти и газа Дагестана. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1986. 311 с.

2. Подземные воды Восточного Предкавказья (формирование, гидрогеохимия и процессы радиотеплогенерации). Махачкала: ДНЦ РАН, 2006. 280 с.
3. *Плутман И.И.* Ураноносность черных аргиллитов волжского яруса Западно-Сибирской плиты как критерий геохимических условий осадконакопления // *Геохимия*. 1971. № 9. С.1138–1143.
4. *Поляк Б.Г.* Тепловой поток и «средний возраст» термальных событий в земной коре // *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН, 2000. С. 3–12.
5. Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Недра, 1978. 138 с.

К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Меликов М.М., Меликов Я.М.
Институт геологии ДНЦ РАН

Введение

Наименее изученными в артезианских бассейнах платформ являются глубокие горизонты, к которым приурочены большинство нефтегазовых и термоминеральных месторождений, и к ним приковано внимание геологов в последние годы. Подземные воды глубоких горизонтов играют большую роль в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых, в частности нефтегазовых, и сами являются полезными ископаемыми. Решение проблемы формирования подземных вод глубоких водоносных горизонтов платформенных областей позволило бы решить многие вопросы практической геологии. Однако эта проблема далека от решения, что связано как со сложностью объекта исследования, так и отсутствием методологии изучения глубоких горизонтов [1]. Восточное Предкавказье – не исключение.

В соответствии с существующими взглядами под термином *подземный сток* следует понимать естественный процесс движения подземных вод под действием градиента гидродинамического напора, формирующийся в зоне полного насыщения земной коры в качестве подземной составляющей общего круговорота воды на Земле [2].

По своему смыслу и содержанию термин подземный сток ближе всего к понятию *региональная динамика подземных вод*, если включить в это определение движение водных масс в зоне полного насыщения и неразрывно связанные с ним процессы конвективного тепло- и массопереноса.

Согласно [2], основные задачи современных исследований, закономерностей формирования подземного стока артезианских бассейнов платформенного типа (применительно к условиям рассматриваемого района), приблизительно, можно сформулировать в следующем виде.

1. Разработка схемы гидрогеологической стратификации разреза осадочного чехла с обоснованием принципов выделения основных таксономических единиц: водоносный слой, горизонт, комплекс, гидрогеологический этаж (ярус).

2. Изучение закономерностей формирования подземного стока нижнего этажа разреза осадочного чехла с характеристикой распределения величин стока, изменения скоростей и темпов водообмена, роли глубокого артезианского стока в формировании водного баланса современной поверхности бассейна.

3. Разработка принципиальной схемы гидродинамической зональности артезианских бассейнов платформенного типа с характеристикой процессов стока, распределения величин и процессов водообмена в различных гидродинамических зонах; разработка на этой основе геофильтрационной схемы (модели) бассейна в общем виде.

Гидрогеологическая стратификация разреза.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн (ВПАБ) является бассейном второго порядка и входит в состав крупного Среднекаспийского бассейна [3].

При гидрогеологическом расчленении разреза ВПАБ в качестве крупной самостоятельной единицы выделен структурный гидрогеологический этаж (СГГЭ). Основным показателем выделения СГГЭ является единство условий формирования подземного стока, т.е. общность региональной гидродинамики подземных вод в системе водоносных горизонтов и комплексов. Согласно этому в пределах рассматриваемого бассейна выделены три СГГЭ: плиоценовый, миоценовый и мезозойский, разделенные мощными глинистыми толщами сармата и палеогена

[4]. В данной работе нами геологическое строение и стратификация разреза приводится в виде сводного геолого-гидрогеологического разреза третьего (нижнего) этажа (Рис.1).

Мезозойские отложения содержат в себе ряд водоносных комплексов: верхнемеловой, нижнемеловой, юрский и пермо-триасовый.

В мезозойских отложениях в составе нижнемелового и юрского комплексов выделяют ряд водоносных горизонтов: апт-альбский, неокомский, верхнеюрский карбонатный, келловейский, байос-батский и нижнеюрский.

Общая схема водообмена в отложениях мезозойского СГГЭ

Представления о преобладающем слоисто-блоковом характере неоднородности разреза третьего этажа мезозойских отложений убедительно подтверждают предположения о решающей роли субвертикальной (межпластовой) фильтрации в формировании регионального движения подземных вод в нижнем этаже бассейна. Очевидно, что в подобных относительно изолированных (в связи с низким региональным фоном проницаемости) блоках третьего этажа бассейна собственно фильтрация подземных вод возможна только при наличии их субвертикальной разгрузки.

Несмотря на достаточно четкое положение участков, и зон восходящей разгрузки глубоких подземных вод, количественная оценка величин такой разгрузки в пределах внутренней области бассейна – задача чрезвычайно трудная. Несоизмеримость объемов стока верхнего гидрогеологического этажа и удельных величин разгрузки глубоких вод делает практически неприменимыми гидрометрические и балансовые методы оценки. Весьма условные гидродинамические расчеты, возможные в относительно простых структурных и гидрохимических условиях, дают величины разгрузки глубоких подземных вод от 0,01 до 0,001 л/(с·км²) [2].

Все количественные оценки разгрузки глубоких вод в целом мало достоверны. Кроме того, во всех случаях в пределах внутренней области бассейна суммарно оценивается разгрузка напорных вод второго и третьего гидрогеологических этажей. В соответствии с этим можно предположить, что в пределах внутренней области бассейна удельные величины разгрузки подземных вод третьего этажа будут характеризоваться значениями менее 0,001 л/(с·км²). Столь низкие удельные величины разгрузки позволяют предполагать, что ее формирование может быть связано с различными источниками питания подземных вод, поскольку их количественные соотношения весьма близки [5].

При рассмотрении глубоких горизонтов внутренней области бассейна как совокупности относительно изолированных балансовых блоков, в пределах которых основным видом движения подземных вод является восходящая и нисходящая разгрузка, наиболее правильным представляется расчет сроков водообмена через объем геологических запасов подземных вод и удельные величины их разгрузки [2]. При интервале значений разгрузки от 0,01 до 0,001 л/(с·км²) и средних значениях мощности осадочного чехла 2500–3000 м диапазон изменения сроков водообмена составит 1,5–10 млн. лет, а с увеличением мощности пород осадочного чехла до 6000 м или уменьшением удельных величин разгрузки до 0,001 л/(с·км²) – 20 млн. лет и более. В условиях рассматриваемого района при значениях разгрузки от 0,01 до 0,001 л/(с·км²) и мощности осадочного чехла в пределах 3500–4000 м., на наш взгляд, срок водообмена, примерно, составит от 1,5 до 10 млн. лет.

Длительность сроков водообмена, исчисляемые 1–10 млн. лет неизбежно определяет ведущую роль процессов тектогенеза в формировании подземного стока и водообмена внутренних областей артезианских структур. Длительный процесс тектогенеза с одной стороны приводит к изменению свойств геофильтрационной среды, а с другой – к неоднократному перераспределению геодавлений, обуславливающих определенные изменения структуры местных потоков глубоких подземных вод. В таких случаях возможны неоднократные перестройки структур местных потоков глубоких подземных вод внутренней области бассейна. В этом случае подземный сток в нижних частях разреза чехла будет в значительной степени носить характер межслоевого перераспределения водных масс, а сроки водообмена, рассчитанные через современные величины разгрузки, строго говоря, не будут отражать условия водообмена с поверхностью бассейна.

Гидрогеологические параметры.

Мы ограничиваемся рассмотрением лишь основных гидрогеологических параметров, характеризующих геолого-физические и гидродинамические свойства горных пород и насыщающих их жидкостей: эффективная мощность, коэффициенты проницаемости и фильтрации, водопроницаемость и пьезопроводимость.

Приведенные значения процентных соотношений (табл.1) не являются строгими границами, за пределами которых не могут находиться расчетные величины эффективных мощностей, однако они позволяют охарактеризовать всю территорию и весь разрез водоносных пород. Сведения о проницаемости и пористости получены, главным образом, по данным лабораторных анализов керн (Л.А. Баширова и др., 1963,1971,1977).

Статистический анализ параметров (проницаемости и пористости) для каждого водоносного пласта мезозойских отложений по данным объединения «Дагнефть» выполнен В.М. Кирьяшкиным (1974-75) (табл.2).

Таким образом, по фильтрационным свойствам мезозойских отложений ВПАБ, можно отметить следующее: 1.Оценка параметров глубоких водоносных горизонтов, позволяет определить параметры как сравнительно небольших участков (газонефтяная площадь), так и артезианских бассейнов в целом. 2.Установлено, что из всех имеющихся данных, наиболее достоверными являются параметры, определенные по результатам гидродинамических исследований газонефтяных скважин. Ввиду малочисленности последних, при региональных исследованиях рекомендуется совместное использование данных лабораторного исследования керн и гидродинамических исследований скважин



Рис.1. Средненормальный геолого-гидрогеологический разрез мезозойских отложений ВПАБ

Таблица 1

Соотношение общей эффективной мощности мезозойских отложений

Возраст водоносных отложений	Процентное соотношение общей и эффективных мощностей, %	Примечание
Нижний мел	50-60	За общую мощность принята суммарная мощность песчано-алевролитовых пластов выдержанных регионально.
Верхняя юра	60-70	
Средняя юра	60-70	
Нижняя юра	60-70	

Данные эксплуатации нефтегазовых месторождений могут быть использованы для получения ряда параметров, представляющих интерес для более приближенной оценки величин подземного стока.

Гидрогеологическая характеристика и динамика подземных вод основных водоносных комплексов и горизонтов достаточно широко освещены в различных публикациях и отчетах организаций геологического профиля, поэтому нет необходимости в этой работе привести их полное описание. Мы приводим вкратце некоторые моменты, на наш взгляд, значимые. При выяснении условий формирования подземных вод большое значение имеет правильное определение направления скорости движения, характера питания и разгрузки подземных вод, для чего используются карты приведенных напоров (давлений). Методики расчета и построения карт приведенных напоров достаточно полно освещены в работах [6-9] и поэтому нет необходимости приводить их подробное описание.

Таблица 2

Среднее значение пористости и проницаемости

Возраст водоносных отложений	Средняя пористость, %	Средняя проницаемость, мд
Верхний мел	5,7	136
Апт-альб	13-15	103
Нижний мел (VIII пласт)	10-15-	80
Нижний мел (IX)	-	127
Нижний мел (XIII- XI)	-	134
Верхняя юра (XIII)	13-15	111
Средняя юра	10-15	50-100
Нижняя юра	12	27

При исследовании формирования подземного стока глубоких горизонтов представляют интерес не абсолютные величины напоров, а относительный перепад напоров различных водоносных пластов.

Анализ существующих методик показал, что для условий ВПАБ наиболее приемлемой является методика С.С. Бондаренко [10]. По результатам расчетов приведенных напоров, выполненных по указанной методике, ниже рассматриваются особенности динамики подземных вод основных водоносных горизонтов мезозойского СГГЭ и их общая гидрогеологическая характеристика.

Верхнемеловой водоносный комплекс представлен однородной толщей карбонатных отложений общей мощностью 200-300м. По химическому составу воды верхнемелового комплекса являются хлоридными кальциево-натриевого класса с минерализацией 35-60 г/л [11-12]. Верхнемеловой комплекс перекрывает мощная толща глин, образующая региональный водопор, разделяющий два гидрогеологических этажа: мезозойский и миоценовый.

Апт-альбский и неокомский водоносные горизонты, разделенные глинистой толщей аптского яруса, выдержанной на всей площади бассейна, образуют нижнемеловой водоносный комплекс.

Апт-альбский. Эффективная мощность и водопроницаемость горизонта снижается в восточном направлении, соответственно, от 218 и 105 – пл. Култайская до 130 и 9м²/сут – на площади Кочубеевская. По химическому составу воды чисто хлоридные, класс натриевый. Для вод апт-альбского горизонта характерно выравнивание минерализации по всему разрезу и в среднем составляет до 50 г/л.

Неокомский водоносный горизонт. Для горизонта характерна высокая водообильность – 250-800 м³/сут (пл. Кочубеевская, Степная и др.). В том же направлении уменьшается и водопроницаемость горизонта: от 40 м²/сут – на пл. Восход и до 5м²/сут – Кочубеевская (Рис.4., А, а). Величина минерализации подземных вод колеблется в широких пределах – от 50 до 135 г/л. Зона с максимальной минерализацией (более 120г/л) приурочена к Сухокумской группе месторождений.

Неокомский водоносный горизонт характеризуется несколько заниженными величинами напоров. Наибольшие напоры отмечаются в южной части, откуда они закономерно снижаются в северо-восточном. Другой зоной относительно повышенных напоров является район площадей Ногайская, Октябрьская и Солончаковая (Рис.2, а).

Между указанными зонами пьезоминимумов расположен участок сравнительно высоких напоров, выполняющих роль водораздела, на наш взгляд, связанное с плохими коллекторскими

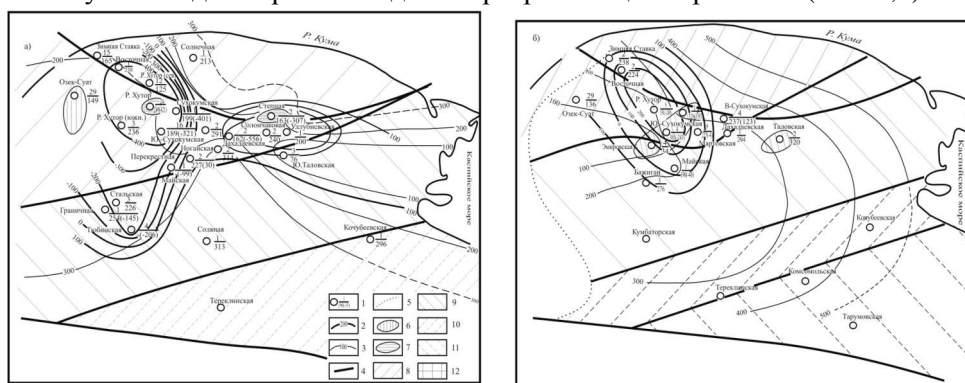
свойствами водовмещающих пород [13]. По химическому составу воды чисто хлоридные, класс – кальциево-натриевый.

Верхнеюрский карбонатный, келловейский, байос-батский и нижнеюрский водоносные горизонты, разделенные водоупорами киммеридж-титона, келловея, байоса и аалена, образуют юрский водоносный комплекс.

Верхнеюрский карбонатный горизонт объединяет пласты верхней юры и нижнего мела. Коллекторские свойства пластов, слагающих горизонт, сильно меняются по площади. Эффективная мощность и водопроницаемость горизонта увеличивается с запада от 26м и $9\text{м}^2/\text{сут}$ на восток – до 53м и $17\text{м}^2/\text{сут}$ (4., А., б).

Верхнеюрский карбонатный горизонт содержит воды с минерализацией 70-160 г/л. Сильное изменение химического состава обусловлено широким распространением галогенных формаций и большей степенью метаморфизации седиментационных вод на больших глубинах [14]. По химическому составу воды чисто хлоридные, кальциево-натриевого класса.

Наиболее высокие значения напоров расположены в зоне максимальной мощности сульфатно-доломитовой толщи. Снижение напоров происходит с юга и востока в сторону Сухокумского блока, где и отмечается локальная зона пьезоминимума. Минимальные напоры соответствуют районам, где резко уменьшается мощность сульфатно-доломитовой толщи, и создаются благоприятные условия для перетока воды в перекрывающие горизонты (Рис.2.,б).



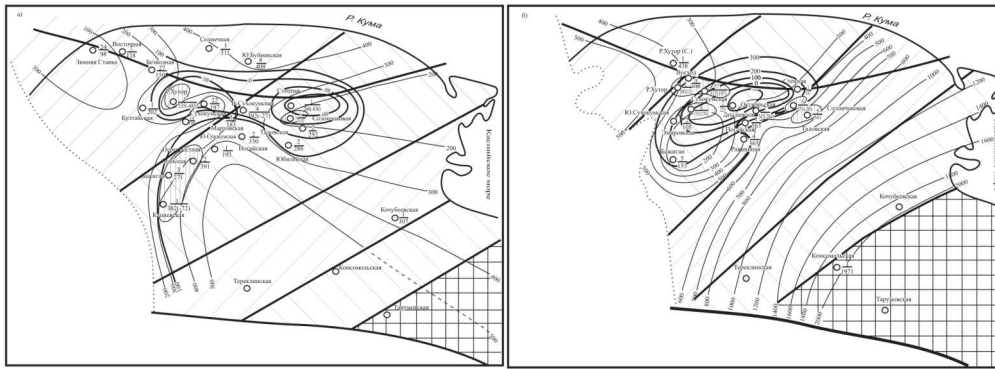
Водоносные горизонты: а) – неокомский; б) – верхнеюрский карбонатный; 1 – скважина, дробь: в числителе – ее номер, знаменатель – приведенный напор, в скобках – приведенный напор с учетом влияния разработки; 2 – изолинии приведенных напоров; 3 – изолинии приведенных напоров с учетом влияния разработки; 4 – разрывные нарушения; 5 – границы выклинивания водоносных горизонтов; 6 – предполагаемая зона перетока в вышележащие горизонты; 7 – предполагаемая зона в нижележащие горизонты; 8 – (3000-3500); 9 – (3500-4000); 10 – (4000-4500); 11 – (4500-5000); 12 – более 5000.

Рис. 2. Схематические карты приведенных напоров

Келловейский водоносный горизонт соответствует песчаной пачке верхней юры. Эффективная мощность и водопроницаемость, соответственно, меняются с запада от 17м и $12\text{м}^2/\text{сут}$ до 80м и $32\text{м}^2/\text{сут}$ – на юго-восток (рис.4.,Б, а). К этому горизонту приурочены высокоминерализованные воды с минерализацией 115-150 г/л. Общая минерализация вод снижается с северо-запада на юго-восток. По химическому составу воды чистые хлоридные, кальциево-натриевого класса.

Для келловейского горизонта на карте приведенных напоров (Рис.3.,а) отмечаются высокие значения приведенных напоров в юго-западной части и на севере. В зависимости от геолого-структурных условий поток подземных вод келловея расходуется в различных направлениях, как бы образуя зону водораздела по линии Южно-Буйнакская – Восточно-Сухокумская – Ногайская.

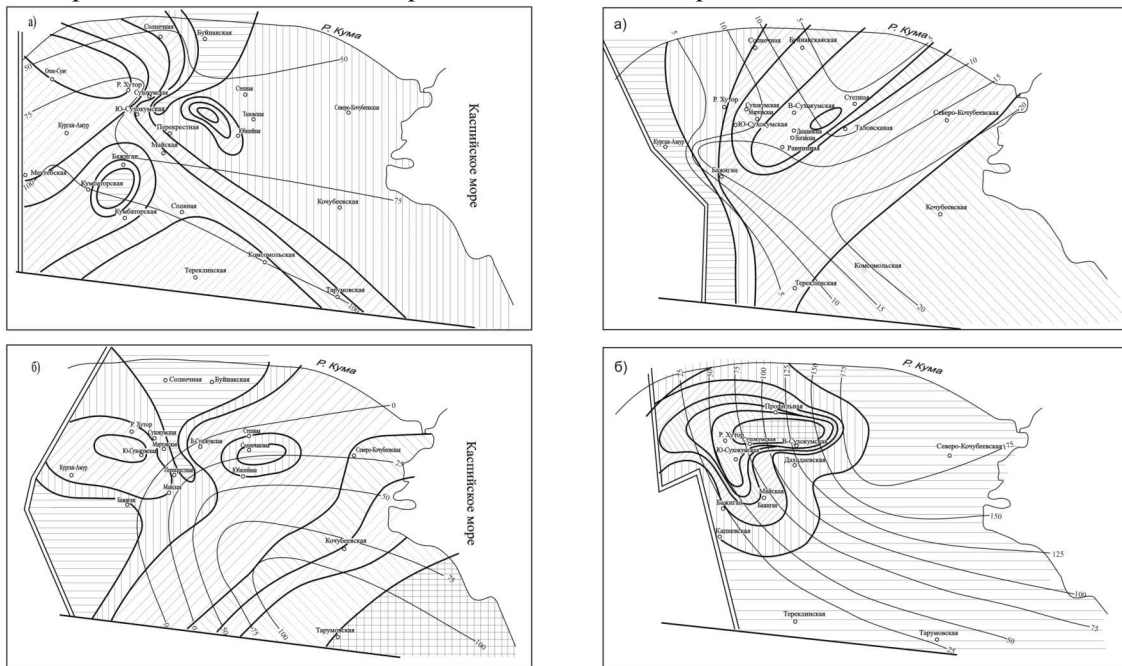
Байос-батский. Эффективная мощность и водопроницаемость (Рис.4.,Б,б) горизонта увеличивается с юго-запада на северо-восток. Рассматриваемый горизонт характеризуется широким изменением минерализации по площади. Минерализация вод возрастает с северо-запада на юго-восток от 120 до 220г/л, достигая максимальных значений в Тарумовско-Комсомольской зоне. По химическому составу воды чистые хлоридные, кальциево-натриевого класса. На карте приведенных напоров (Рис.3,б) в общем плане отмечается закономерное снижение напоров в северо-западном направлении. Максимальные абсолютные отметки приведенных напоров достигают в южной и восточной частях. В южной части территории на площади наблюдается сверхвысокое пластовое давление, что, возможно, объясняется резким ухудшением фильтрационных свойств водоносного горизонта [13,15].



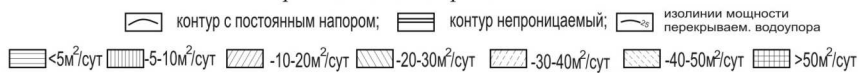
Водоносные горизонты: а) - келловейский; б) - байос-батский. (условные обозначения см. рис.2.)

Рис. 3. Схематические карты приведенных напоров

Нижнеюрский водоносный горизонт рассматривается совместно с байос-батским горизонтом. При опробовании горизонта получены едва переливающиеся притоки пластовой воды. Эффективная мощность горизонта сильно меняется по площади от 20м до 120м. Величины проницаемости, определенные по лабораторным исследованиям керна в единичных скважинах, сильно расходятся от 2 мд (пл. Южно-Буйнакская) до 1970 мд (пл. Майская). Имеющиеся единичные данные по химическому составу вод показывают, что минерализация вод увеличивается с севера на юг. Воды чистые хлоридные, кальциево-натриевого класса.



Условные обозначения
зоны различной водопроницаемости



А). Водоносные горизонты: а – неокомский, Б). Водоносные горизонты: а – келловейский,
 б – верхнее-юрский карбонатный б – байос-батский

Рис.4 Схематические карты водопроницаемости

Пермо-триасовый водоносный комплекс. Водоносность доюрских отложений в пределах Восточного Предкавказья изучена крайне неравномерно, что обусловлена значительной глубиной их залегания, неоднородностью литологического состава пород и изменчивостью их коллекторских свойств. Наиболее водообильны трещиноватые известняки нижнего триаса. На Сухокумской площади из них получен приток пластовой воды с дебитом $86 \text{ м}^3/\text{сут}$. Средне- и верхнетриасовые отложения опробовались в единичных скважинах, где либо не получены притоки, либо они оказались незначительными (пл. Стальская, Кочубеевская и др.).

Общая минерализация горизонта нарастает с запада на восток по мере увеличения мощности водоносного горизонта. На разведочных площадях Сухокумской группы месторождений

вскрыты воды с минерализацией 60-70 г/л, тогда как в восточной части бассейна она составляет 150-170г/л (пл. Кочубеевская). По химическому составу воды пермо-триаса относятся к чистым хлоридным водам, кальциево-натриевого и редко магний-кальций-натриевого классов.

Анализируя гидродинамические условия основных водоносных горизонтов, целесообразно оценить скорости фильтрации подземных вод, для чего использована формула А.И. Сирина-Бекчурина [8]. Результаты показали, что скорости фильтрации при повышенных значениях гидравлических градиентов ($n \cdot 10^{-4}$) составляют $n \cdot 10^{-3}$ м/сут.

Сопоставление погоризонтных карт приведенных напоров позволяет сделать следующие выводы:

1. Распределение приведенных напоров, характеризующих область сочленения Предкавказской эпигерцинской платформы и Терско-Каспийского передового прогиба, свидетельствует о снижении приведенных напоров от краевого прогиба к платформенной части. На платформенной же части ВПАБ эта закономерность нарушается, и динамика подземных вод приобретает сложный характер.

2. По величинам приведенных напоров глубокозалегающих водоносных горизонтов можно оценить местоположение возможных зон разгрузки и питания подземных вод. Расположение пьезоминимумов и максимумов во всех горизонтах совпадают и указывают на возможность наличия между ними гидравлической связи, осуществляемой посредством перетекания воды через слабопроницаемые отложения.

3. В формировании современной гидродинамической обстановки распределении напоров в водоносных горизонтах решающая роль принадлежит неотектоническим движениям земной коры.

Процесс неотектогенеза мог привести к изменению свойств геофильтрационной среды, неоднократному перераспределению геодавлений, обуславливающих определенные изменения структуры местных потоков глубоких подземных вод и вертикальных и субвертикальных перетеканий, наконец, в целом водообмена внутренних структур и в формировании подземного стока областей, как мезозойских отложений, так и ВПАБ.

Межпластовые перетоки и их роль в формировании подземного стока и химического состава подземных вод.

В проблеме изучения формирования подземного стока важное место занимают вопросы выяснения связи между этажно-залегающими водоносными горизонтами. На основе карт приведенных напоров по характеру распределения зон пьезоминимумов и пьезомаксимумов выделяют возможные зоны разгрузки и питания подземных вод.

В пределах платформенной части ВПАБ в водоносных горизонтах мезозойского СГГЭ отмечаются зоны пьезоминимумов и пьезомаксимумов во всех горизонтах, которых можно рассматривать, как возможные зоны разгрузки и питания подземных вод посредством перетекания через глинистые отложения. Возможность просачивания подземных вод через глинистые отложения значительной мощности доказана в работах Н.К. Гирина (1938), А.Н. Мятеева (1946), М.А. Гатальского (1956), С.А. Шагоянца (1959) и других исследователей, которые установили, что процессы вертикальной фильтрации протекают параллельно с водообменом по простирацию водоносного горизонта. Высокие пластовые давления и повышенная температура, характерные для мезозойских отложений ВПАБ, способствуют вертикальной миграции пластовых флюидов через глинистые отложения.

Различают несколько разновидностей разгрузки подземных вод [15]. Мы ограничиваемся рассмотрением скрытой разгрузки в виде восходящей и нисходящей фильтрации пластовых флюидов и искусственной разгрузки, вызванной разработкой нефтегазовых месторождений.

Необходимым условием вертикальной фильтрации является наличие перепадов напора между водоносными горизонтами. Направленность движения подземных вод, при возможных перетоках, нами определена как на участках зон разгрузки, так и на других площадях, где имеются данные о величинах напоров нескольких смежных водоносных горизонтов.

Для выяснения связи отдельных водоносных горизонтов по величинам напоров использованы известные формулы Б.В. Озолина [16] и С.С. Бондаренко [17].

Расчеты по этим формулам дают одинаковые результаты и показывают, что нет определенной закономерности в распределении напоров с глубиной. Даже на близко расположенных площадях наблюдаются значительные перепады приведенных напоров (табл.3) и, соответственно, с ними разнонаправленность возможных межпластовых перетеканий. Имеющиеся перепады напоров между соседними площадями можно объяснить их структурной разобщенно-

стью, в которых большую роль играет не только наличие между ними прогибов, хотя и незначительных размеров, но и возможные тектонические нарушения, не установленных бурением скважин. В северо-западной части рассматриваемой территории имеются данные по одной площади Озек-Суат, где наблюдается уменьшение напоров вниз по разрезу. Судя по напорам, в районе площади Озек-Суат должно быть тектоническое нарушение. На возможность наличия такого нарушения по перепадам напоров в верхнемеловых и палеоценовых отложениях указывает также и И.Г. Киссин [15].

Для неокомского водоносного горизонта в целом характерны более низкие значения напоров, чем в нижележащем верхнеюрско-карбонатном водоносном горизонте, за исключением площади Русский хутор, где наблюдается обратная картина.

Уровневые поверхности верхнеюрского карбонатного горизонта на площадях, приуроченных к зонам пьзоминимумов, расположены выше, чем в перекрывающем неокомском и подстилающем келловейском водоносных горизонтах. Сохранение высоких напоров в данном водоносном горизонте связано с особенностями фильтрации подземных вод в трещиноватых породах. На остальной же части ВПАБ напоры верхнеюрского карбонатного горизонта ниже, чем в келловейском. Соотношение уровней приведенных напоров келловейского и байос-батского горизонтов показывает, что в байос-батских отложениях напоры значительно выше.

Таблица 3

Изменения величин приведенных напоров с глубиной и направленность межпластовых перетоков

Водоносный горизонт (комплекс)	Газонефтяные площади				
	Ю-сухокумская	Рус. Хутор	Сухокумская	Таловская	Солончаковая
Неокомский	201	412 ↓	226	321	316 ↓
В.юрск.-карбонатный	318 ↑	228	349 ↑	644 ↑	87
Келловейский	264	395 ↑	285 ↓	287	376 ↑
Байос-батский	281 ↑	383	154	460 ↑	274 ↓
Пермо-триасовый	–	–	820 ↑	–	180 ↓

* – направление межпластовых перетоков подземных вод показано стрелкой.

Между величинами приведенных напоров пермо-триасового комплекса и байос-батского горизонта наблюдается большая разница, достигаемая на площадях Сухокумская и Солончаковая, соответственно, 660 и 506м, которые свидетельствует об изолированности их друг от друга. Величина вертикального гидравлического градиента составляет 1.7-5.0. Анализ закономерностей распределения вод с различным содержанием отдельных специфических компонентов также позволяет выделить участки более или менее активной связи между водоносными горизонтами, разделенных слабопроницаемыми отложениями [18].

На большей части исследуемой территории, характеризующейся ритмичным чередованием водовмещающих и водоупорных отложений, отмечается нормальный гидрохимический разрез. Минерализация вод растет с глубиной, достигая максимальных значений в юрских отложениях. Величина степени метаморфизации пластовых вод по вертикальному разрезу мезозойского СГГЭ изменяется в пределах 0.57-1.00. Наблюдаемое отличие в минерализации, степени метаморфизации в пластовых водах нижнемеловых и юрских отложений на площадях юго-восточной части ВПАБ, позволяет сделать вывод о том, что региональные водоупоры играют важную роль в формировании вертикальной гидрохимической зональности бассейна.

На фоне общего повышения минерализации вод с глубиной на ряде площадей наблюдаются отклонения, которые, как правило, приурочены к местам выклинивания глинистых водоупоров или же замещения их песчаными отложениями, где создаются благоприятные условия для перетоков из одного горизонта в другой.

Аномалии в вертикальном распределении химического состава подземных вод обусловлены наличием гидравлической связи между водоносными горизонтами, осуществляемой в виде межпластовых перетеканий, а также влиянием глубинных факторов (температуры, давления и др.) на формирование химического состава вод. Вертикальная зональность подземных вод мезозойского СГГЭ нарушается в пределах отдельных структур при переходе от нижнемеловых к верхнеюрским и от верхнеюрских – к среднеюрским отложениям. Отмечающиеся на ряде площадей (Сухокумская группа, Степная, Капиевская) гидрохимические инверсии, носят локальный характер и указывают на возможность существования межпластовых перетоков в пределах отдельных структур.

Рассмотрим роль межпластовых перетоков в формировании подземного стока вод глубоких горизонтов. Взаимодействие водоносных горизонтов является одним из важнейших факторов формирования подземного стока вод в слоистых толщах. Согласно [19] фильтрация жидкости через глинистые отложения подчиняется закону Дарси. Оценка скорости вертикальной фильтрации через глинистые отложения проведена исходя из мощности и коэффициента фильтрации слабопроницаемых отложений, а также величин перепада напоров этажно-залегающих горизонтов.

Как известно из работы [20], по данным о разницах напоров в водоносных горизонтах можно определить коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород.

Расчеты выполнены для наиболее изученных месторождений (Южно-Сухокумское, Русский Хутор, Сухокумское, Таловское, Солончаковое), приуроченных к зонам пониженных напоров (табл. 4).

С возрастом величины перепада напоров, вызванного эксплуатацией нефтегазовых месторождений, количество перетекаемой воды существенно увеличивается. Если в естественных условиях величина перетекания между неокомским и верхнеюрским карбонатными горизонтами на площади Сухокумская составила 123 м³/сут, то в результате разработки газонефтяных залежей, приуроченных к этим горизонтам, величина перетекания увеличилась почти в два раза и составляет 203 м³/сут. Наблюдается также изменение направления возможного перетекания.

Таблица 4

Количественная оценка межпластовых перетоков

№/ № п/п	Газонефтяная площадь	Модуль перетекания, м ³ /сут на 1 км ²		
		Сравниваемые водоносные горизонты		
		Неокомский верхнеюрский карбонатный	Верхнеюрский карбонатный-келловейский	Келловейский-байос-батский
1.	Русский Хутор	6.30	2.85	0.05
2.	Южно-Сухокумская	1.00	1.23	0.10
3.	Сухокумская	1.05	1.10	0.55
4.	Таловская	2.66	2.33	0.33
5.	Солончаковая	1.30	1.40	0.25

Исследуя гидродинамические условия подземных вод мезозойских отложений, авторы работы [21] сделали вывод о наличии межпластовых перетоков в пределах платформенной части ВПАБ. В юго-восточной части исследуемой территории, административно соответствующей северному Дагестану, определено восходящее, а в северо-западной части (Восточное Ставрополье) – нисходящее направление межпластовых перетеканий. При соблюдении такой закономерности, в первом случае напоры должны были увеличиваться с глубиной, а во втором – наоборот. Однако детальный анализ фактического материала показывает, что таких закономерностей в распределении напоров с глубиной не наблюдается.

В настоящее время дискуссионным остается вопрос об источниках питания подземных вод глубоких водоносных горизонтов, что затрудняет разработку научно обоснованных рекомендаций по подсчету величин подземного стока. Большинство исследователей [22-24] отдают предпочтение сжатию глинистых пород, и выделяемую при этом воду рассматривают как основной источник восполнения ресурсов глубоких водоносных горизонтов. Однако если даже такая картина наблюдается, то, согласно данным [25-26], эти воды были вовлечены в круговорот и не представляют особого интереса на современной стадии геологического развития региона, т.к. выжимание подземных вод из глинистых отложений мезозойского возраста закончилось еще в конце неогена [27].

На наш взгляд, источником питания вод могут быть и воды мантийного (ювенильного) происхождения, поскольку в геологическом разрезе мезозойских отложений отмечаются многочисленные разломы широтной и субширотной направленности (гидрогеологические окна), установленные бурением, геофизикой, гидродинамикой, хотя нельзя исключить и наличие невыявленных.

Заключение

Таким образом, характеризуя формирование подземного стока глубокозалегающих водоносных горизонтов, следует отметить следующее:

1. Весь разрез мезозойских отложений, начиная с кристаллического фундамента и кончая верхнемеловыми отложениями, в той или иной степени является водоносным, сте-

пень водоносности которых зависит от литолого-фациальных особенностей, условий залегания и характера их распространения.

2. Характер расположения предполагаемых зон разгрузки и питания этажно-залегающих водоносных горизонтов (комплексов), а также вертикальная гидродинамическая и гидрохимическая зональности ВПАБ подтверждает вывод о существовании межпластовых перетоков через глинистые толщи.
3. Установлено наличие межпластовых перетоков, обусловленных гидродинамической связью между водоносными горизонтами, разделенными слабопроницаемыми глинистыми отложениями; указаны направления перетеканий и дана их количественная оценка. Наличие межпластовых перетоков приводит к образованию гидрохимических аномалий.
4. Региональные водоупоры играют важную роль в формировании вертикальной гидрохимической зональности бассейна.
5. Количество перетекаемой воды, несмотря на низкие коэффициенты фильтрации глинистых отложений ($n \cdot 10^7$ м/сут) составляет значительную величину в пределах отдельных газонефтяных площадей ($n \cdot 10 - n \cdot 100$ м³/сут).
6. При оценке величин подземного стока следует исходить из имеющего фонда не только действующих, но и ликвидированных скважин, техническое состояние которых позволяет провести их восстановление [28].
7. В настоящее время наименее изученными и требующими дальнейшего уточнения являются: нет единого мнения на динамику подземных вод глубоких горизонтов и, прежде всего, о характере распределения напоров в вертикальном разрезе осадочного чехла артезианского бассейна; вопрос об источниках питания подземных вод глубоких горизонтов остается дискуссионным.
8. К дополнительным источникам питания вод можно отнести воды мантийного (ювенильного) происхождения.

Таким образом, необходимо изучить закономерности формирования подземного стока нижнего (мезозойского) этажа разреза с характеристикой распределения величин стока, изменения скоростей и темпов водообмена, роли глубокого артезианского стока в формировании водного баланса современной поверхности бассейна.

Литература

1. Дюнин В.И. Методика изучения глубоко подземного стока. М.:Недра, 1985, 135 с.
2. Всеволожский В.А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур. М.:Недра, 1983, 166 с.
3. Нефтегазоносность Предкавказья в связи с закономерностями в распространении скоплений нефти и газа в предгорных и нефтегазоносных бассейнах (К.А. Белов, И.О. Брод, М.С. Бурштар и др.) – В кн.: Региональные и структурные проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1960, С. 68-74.
4. Проблемы геотермальной энергетики Дагестана (Рел.: Х.И. Амирханов, С.Н. Ятров). – М.: Недра, 1980, 208 с.
5. Зекцер И.С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. Изд-во «Наука», 1977, 172 с.
6. Зерчанинов И.К. К методике расчета приведенных напоров пластовых вод. – М.: Гостоптехиздат, 1960, 79 с.
7. Мирошников М.В. К методике расчета абсолютных отметок статических уровней вод высокой минерализации Изв. ВУЗов. Нефть и газ, 1961, №8. С. 15-19.
8. Силин-Бекчурин А.И. Метод приближенного учета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам. Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф.П. Саваренского АН СССР, 1949, т. II, С. 130-137.
9. Якобсон Г.П. Динамика и формирование химического состава хлоридных натриево-кальциевых подземных вод. – В кн.: Материалы научного семинара по проблеме формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М.: Недра, 1968, С. 171-173.
10. Бондаренко С.С. О динамике подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна. – Изв. ВУЗов, Геол. и разведка, 1961, №4, С. 96-106.
11. Бурштар М.С., Машков И.В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа (на примере Предкавказья и Степного Крыма). – М.: Гостоптехиздат, 1963, 268 с.
12. Powers M. Fluid-release mechanism in compacting marine mudroc and their importance in oil exploration. – AAPG, 1967, vol. 51, № 7, p.1240-1254.
13. Бочеввер Ф.М., Верегин Н.Н. Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. – М.: Гостоптехиздат, 1961, 200 с.
14. Деревягин В.С., Седлецкий В.И. Верхнеюрские соленосные отложение Предкавказья. – Литол. И полезные ископаемые, 1977, №4, С. 121-131.
15. Кисин И.Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. – М.: Наука, 1967, с. 136
16. Озолин Б.В. Характеристика пьезометрических условий вертикального (межпластового) перетоков жидкости Тр. УФНИИ, 1967, вып. 20, С. 31-36.

17. Биндеман Н.Н., Бочевер Ф.М. Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. – Сов.геол. 1964, № 1, С. 65-78.
18. Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов (Г.А. Голева, М.В. Торикова, Л.Н. Алексинская, Н.А. Солодов). М.: Недра, 1981, 264 с.
19. Ломизе Г.М. Фильтрация в трещиноватых породах. – М.: Госэнергоиздат, 1951, 127 с.
20. Шестаков В.М. Практикум по динамике подземных вод. – М.: МГУ, 1975, 270 с.
21. Боровский Л.В., Павленко Г.К. Гидродинамические особенности мезозойских водоносных комплексов Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. Тр. ВСЕГИНГЕО, 1978, вып. 124, С. 39-47.
22. Бурштар М.С., Машков И.В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа (на примере Предкавказья и Степного Крыма). – М.: Гостоптехиздат, 1963, 268 с.
23. Колодий В.В. Гидродинамические и палеогидрогеологические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины. – Сов. геол., 1966, №2, С. 50-62.
24. Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. – М.: Наука, 1965, 200 с.
25. Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. – М.: недра, 1969, 150 с.
26. Никаноров А.М. Волобуев Г.П., Барцев О.Б. Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов.– М.: Недра, 1975, 192, с.
27. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. (М.С. Бурштар, А.Д. Бизнигаев, Г.Г. Гасангусейнов и др.) – М.: Недра, 1966, 424 с.
28. Курбанов М.К. Геотермальные гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М.: Наука, 2001. 260с.

ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД БАСЕЙНА
р. САМУР НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВОДНОГО БАЛАНСА И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

*Самедов Ш.Г., Ибрагимова Т.И.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод во многих случаях имеет решающее значение при оценках естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод, при разработке мероприятий по охране поверхностных и подземных вод от загрязнения, при составлении водохозяйственных балансов территорий и генеральных схем комплексного использования водных ресурсов. Одним из важнейших методов такого изучения являются комплексные исследования режима поверхностных и подземных вод.

Влияние поверхностных вод на подземные наиболее четко проявляется в периоды паводья и паводков, когда при подъеме уровней воды в реках возникает подпор подземных вод и происходит фильтрация поверхностных вод в водоносные горизонты.

Влияние поверхностных вод на подземные осуществляется также и в периоды межени, поскольку уровень рек и водоемов является базисом дренирования водоносных горизонтов. Поэтому интенсивность и величина спада уровней поверхностных вод в межень будет оказывать влияние на величину подземного стока.

Одной из важнейших проблем являются вопросы взаимосвязи между подземными и поверхностными водами в ненарушенных и нарушенных условиях, оптимизация комплексного использования этих вод для нужд водоснабжения и орошения.

Существенным вопросом при региональной оценке эксплуатационных ресурсов является определение изменения величины речного стока при их отборе. Реки, в связи с этим, могут быть разделены на две группы:

- реки, выходящие из горной зоны на равнину, образовавшие здесь конусы выноса, которыми сложена равнина; направление течения этих рек совпадает с региональным направлением стока подземных вод; реки питают подземные воды в привершинных и центральных частях;
- реки, являющиеся региональным базисом стока для подземных вод аллювиально-пролювиальной равнины (АПР), направление течения этих рек обычно перпендикулярно

региональному направлению стока подземных вод; располагаются они вдоль наиболее пониженного края АПР, а иногда за их пределами, на территории низменных равнин; реки первой группы являются обычно их притоками.

Примером реки первой группы является р. Самур.

В условиях аридного климата и широкого развития поливного земледелия весь речной сток или его значительная часть разбирается на орошение, в связи с чем часто в руслах рек первой группы в центральной и периферической частях равнин сток отсутствует почти круглый год (иногда — кроме периода паводков). В то же время реки второй группы являются более многоводными, сток в них, несмотря на значительный отбор воды на орошение, наблюдается круглый год. [4].

Подземные воды бассейна реки Самур активно дренируются речной сетью.

В связи с особенностями строения речных долин на многих реках наблюдается неоднократная трансформация стока – переход поверхностного стока в подземный и обратно. Тесная взаимосвязь речных вод и аллювиальных потоков отмечается и в горах. В горной части исследуемого района с их характерной геоморфологической особенностью – повсеместным развитием широких речных долин и межгорных впадин, соединенных одна с другой ущельями, – неоднократная трансформация речных вод получило такое развитие, что ее недоучет может привести и приводит к значительным погрешностям как в определении речного стока, так и особенно в оценке естественных ресурсов грунтовых вод.

Существующая гидрометрическая сеть не позволяет оценить количество трансформированных вод. Это можно сделать лишь после проведения специальных гидрологических и гидрогеологических исследований.

В первую очередь необходимо проведение параллельных замеров речных вод на основном и дополнительном створах. Когда основной гидроствор располагается в зоне погружения речных вод, дополнительный гидроствор целесообразно располагать выше основного.

Подземные воды являются составным элементом водных ресурсов бассейна р. Самур. Распределение подземных вод предопределено геолого-структурными закономерностями региона и особенностями строения гидролитосистемы.

Единый поток подземных вод развит по всей площади аллювиально-пролювиальной равнины в междуречье р.р. Гюльгерычай (Дагестан) – Вельвеличай (Азербайджан).

Равнина образована практически одним крупным конусом выноса р. Самур, к которому с юга примыкает меньший по величине конус выноса р. Кусарчай. Оба конуса сливаются между собой, образуя трансграничную Самур-Кусарскую АПР, к которой приурочено крупнейшее Самур-Вельвеличайское месторождение пресных подземных вод (МППВ).

Основным источником формирования ресурсов подземных вод служат потери поверхностного стока, которые в 2010г. (9 месяцев) составили > 20% от общего. Существенную роль в водном балансе территории имеет подпитка р. Гюльгерычай водами р. Самур. Очевидно режим сброса самурских вод как с гидроузла Самур-Апшеронского канала (САК) в р. М. Самур, так и с Кулларского гидроузла в р. Гюльгерычай в значительной степени будет определять ресурсы подземных вод хазар-хвалынского водного комплекса (ВК).

Основным техногенным фактором гидрогеологических изменений на Самур-Гюльгерычайской АПР является водохозяйственная деятельность. Уменьшение ресурсного потенциала этой структуры обусловлено изъятием части речного стока р. Самур с водозабора Самур-Апшеронского гидроузла (САГ). В отдельные месяцы поверхностный сток в нижнем бьефе гидроузла полностью отсутствует.

Баланс подземных вод, приходные статьи которого на 60-65% формируется за счет инфильтрации речных вод, именно в дельтовой (ниже гидроузла) части реки, нарушен. Систематическая маловодность территории на протяжении десятилетий (САГ введен в эксплуатацию с середины 50-х годов) привела к значительной деформации структуры подземного потока и гидродинамического режима. На большей части территории уровни грунтовых вод снизились, расход родников уменьшился.

Максимальные значения, до 30 л/сек/км², модуль речного стока достигает в высокогорной части р. Самур, снижаясь постепенно к северо-востоку (табл. 1). Подземное питание основных рек бассейна р. Самур определено по средним многолетним значениям стока наиболее маловодного 10-ти дневного периода зимней межени. При этом оказалось, что подземный сток составляет 21 - 37% от общего стока рек, а модули подземного стока изменяются от 0,7 до 7,9 л/сек/км².

Обычно рассматривают горные системы как область горизонтального водообмена с прилегающими равнинами. Однако в горных системах, как известно, имеет место и вертикальный водообмен, который при определенных гидрогеологических и тектонических условиях может оказать существенное влияние на водный баланс отдельных районов той или иной горной системы. Так, широко развитые в горах минеральные источники обязаны своим существованием вертикальному водообмену.

Выпадающие в горах атмосферные осадки по тектоническим трещинам и разломам, проникая в глубь, обогащаются газами и солями, а затем в виде восходящих источников участвуют в питании рек.

Химический состав речных вод на некоторых участках свидетельствует об участии в питании рек минеральных источников. Взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными подтверждается аналогичным химическим составом.

Общая минерализация р.Самур повышается сверху вниз к устью, по-видимому, за счет более длительного контакта воды с породами русла, а также подтока более минерализованных инфильтрационных вод. Так, если общая минерализация ее у сел. Рутул (среднее течение) составляла 121,3 мг/л, то у сел. Хрюк она уже была равна 175,7 мг/л, у сел Усухчай – 264,3 мг/л, а вблизи устья уже составляла 270 мг/л. Наряду с этим отмечается, что зимние пробы имеют более повышенную минерализацию, чем летние.

Таблица1.

Соотношение поверхностного и подземного стока основных рек бассейна р.Самур.

№№ п/п	Наименование рек и гидрологических постов	Площадь водосбора, км ²	Средний многолетний расход, м ³ /сек	Средний многолетний модуль стока, л/сек/км ²	Минимальный расход наиболее маловодных 10 дней зимней межени, м ³ /сек	Модуль подземного стока в реки, л/сек/км ²	Доля подземного стока в % от речного
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Самур, с.Лучек	926	27,1	29,2	7,3	7,9	26,9
2	Кара-Самур, с.Лучек	482	7,5	15,6	1,6	3,3	21,3
3	Самур, с.Ахты	2206	43,4	19,7	10,6	4,8	24,4
4	Ахты-чай, с.Ахты	963	16,0	16,6	5,9	6,1	36,9
5	Самур, с.Усухчай	3620	64,8	17,9	20,3	5,6	31,3
6	Усухчай, с.Усухчай	272	4,2	15,4	1,0	3,7	23,8
7	Самур, с.Цахул	3783	61,2	16,2	19,0	5,0	31,0
8	Чирагчай, с.Ашага-Цинит	837	3,6	4,3	0,6	0,7	16,7
9	Курах, с.Касумкент	1050	4,8	4,6	1,7	1,6	35,4
10	Гюльгерычай, с. Советское	2340	8,6	3,7	2,4	1,0	27,9

Так, проба, отобранная у Цахульского моста в декабре месяце, имела общую минерализацию 306 мг/л, в то время как отобранная в июле – 204,3 мг/л. Повышение минерализации зимних проб объясняется в основном за счет подземного питания более минерализованными грунтовыми водами, когда таяние снегов и выпадение атмосферных осадков понижено или прекращается и относительно более повышается роль подземного питания минерализованными водами. Повышение минерализации в зимний период, по-видимому, происходит в основном за счет хлоридов.

Высокое содержание сульфата в воде р. Ахтычай, достигающее в межень 107,8 мг/л, связано, по-видимому, с поступлением в реку сульфатных вод Хновских и Курукальских горячих источников.

Для водного баланса бассейна р. Самур вертикальный водообмен как установившийся процесс (величина инфильтрации атмосферных осадков примерно равна суммарному дебиту минеральных источников) сказывается лишь на химическом составе речных вод. Однако нет уверенности в том, что районы атмосферного питания подземных вод совпадают с районами их разгрузки в виде минеральных источников. А если это так, то в водном балансе отдельных районов бассейна р. Самур должен наблюдаться дефицит или избыток атмосферного питания по сравнению с речным стоком. На современном уровне гидрологической и гидрогеологической изученности бассейна р. Самур приближенно оценить эту составляющую водного баланса можно лишь в результате проведения гидрохимических исследований для определения содержания в различных водах – атмосферных, грунтовых и минеральных – таких компонентов, как радон и гелий.

Исследования должны охватить и прилегающие равнины, что позволит генетически более правильно подойти к оценке естественных ресурсов подземных вод.

Литература

1. Гецеу В.В. Речные воды Дагестана. Махачкала «Дагкнигоиздат». 1982.
2. Гюль К.К., Власова С.В., Кисин И.М., Тертеров А.А. Реки Дагестанской АССР. Махачкала, Дагиздат. 1961. 368с.
3. Ковалевский В.С., Леви Л.З., Семенова – Ерофеева С.М. Изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод на основе анализа их режима. Изд-во «Наука», «Водные ресурсы», №2, 1976, с.93-100.
4. Листенгартен В.А. Формирование ресурсов подземных вод аллювиально-пролювиальных равнин. – Баку: ЭЛМ, 1987.- 168.
5. Муслимов В.Х. Гидроэнергетические ресурсы Дагестанской АССР. Махачкала, Дагиздат, 1972. 209с.
6. Попов О.В. Подземное питание рек. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. 1968. 291с.

СОЗДАНИЕ ОПЫТНО-ПРОМЫШЛЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА ПО ИЗВЛЕЧЕНИЮ ЦЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ ИЗ ПОПУТНЫХ ПЛАСТОВЫХ ВОД ЮЖНО-СУХОКУМСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Саркаров Р.А., Белан С.И., Гусейнов Н.М.
ООО «НПЦ Подземгидроминерал», г. Москва*

Задача использования подземных минерализованных вод, в первую очередь добываемых попутно с нефтегазовой продукцией, в последние годы приобретает все больший интерес. Этому способствует с одной стороны, требования российского законодательства по комплексному использованию недр, с другой – возможность получения ценного минерального сырья с меньшими издержками, чем при использовании традиционных способов добычи, а также отдельных высокодефицитных продуктов (йод, бром, литий и др.), которые практически могут быть получены только из подземных вод.

В настоящее время при эксплуатации Южно-Сухокумской группы месторождений ежегодно попутно с нефтью добывается и закачивается или сбрасывается на поля испарения более 1000 тыс. м³ ценных высокоминерализованных вод. Попутные пластовые воды являются промышленными и содержат ряд ценных компонентов (магний, йод, бром, литий хлорид натрия и др.) в количествах, значительно превышающих промышленные концентрации /1/.

ООО «НПЦ Подземгидроминерал» выполнен комплекс научно-исследовательских работ по освоению попутных пластовых вод Южно-Сухокумской группы месторождений (ЮСГМ) в качестве гидроминерального сырья для извлечения ценных компонентов. Проведена оценка сырьевой базы подземных промышленных вод ЮСГМ, разработаны технико-технологические решения по комплексной переработке попутных вод с получением различной номенклатуры товарной продукции, ТЭО создания опытно-промышленного предприятия (ОПП) по извлечению ценных компонентов из попутных вод в г. Южно-Сухокумске /2/. Стабильность состава предлагаемого сырья - попутных нефтяных вод по основным объектам подтверждена гидрохимическими режимными наблюдениями в период 1984-1998 гг.

Целью исследований является освоение попутно извлекаемых вместе с нефтью пластовых вод Южно-Сухокумской группы месторождений для производства ценных химических продуктов (оксид магния, йод, бром, литиевый концентрат, поваренная соль, соляная кислота).

Комплексная технология переработки вод предусматривает получение в качестве товарной продукции: оксид магния, йод, бром, литиевый концентрат, поваренная соль, соляная кислота и хлорное железо. При извлечении йода и получении соединений редких металлов предусматривается использование адсорбентов с нанопрослойками активных радикалов. Пред-

ложенные технологические процессы осаждения магния обеспечивают получение высокодисперсных частиц гидроксида магния, небольшие добавки которого позволяют получить резинотехнические изделия особого качества.

Производительность опытно-промышленного производства по переработке попутных пластовых вод на основании выполненных расчетов принята в объеме 1000 тыс. м³/год.

Последовательность основных технологических переделов начинается с подготовки сырьевой воды - ее очистки от солей железа, осаждения гидроксида железа и отфильтровывания железосодержащего кека. Очищенная вода поступает на выделение гидроксида магния. После выделения магния вода поступает на стадию извлечения лития, которая осуществляется с использованием адсорбента на основе гидроксида алюминия. Перерабатываемая вода, освобожденная от лития, поступает на естественное упаривание в испарительный бассейн, где укрепляется по концентрации оставшихся растворенных компонентов примерно в три раза. Все последующие операции производятся с упаренной водой (концентрация хлористого натрия - около 22%). Извлечение йода осуществляется сорбционным методом из подкисленного соляной кислотой и обработанного хлором для окисления йодида в йод рассола. В качестве сорбента используется полимерный сорбент типа АПМ, обладающий высокой емкостью за счет обработки активными композитными добавками. Извлечение брома производится воздушно-десорбционным способом. Обезбромленный рассол разделяется на два неравных потока, меньший из которых поступает на электролиз для получения католита, больший - на производство пищевой поваренной соли. Часть хлора вместе с выделяющимся при электролизе водородом направляется на получение соляной кислоты, часть - на производство йода и брома, оставшееся количество - на получение хлорного железа.

Получение пищевой поваренной соли из рассола осуществляется в аппаратах погружного горения. Маточный растворы после отделения соли направляется для обратной закачки в пласт или могут быть использованы для дальнейшей переработки с получением кальциевой и стронциевой продукции. Предлагаемая технология предусматривает возможность изменения номенклатуры товарной продукции в зависимости от конъюнктуры рынка и создание производства по пусковым комплексам, что позволяет снизить объем инвестиций и повысить эффективность производства. В таблице приведены основные технико-экономические показатели опытно-промышленного производства.

Проведенными исследованиями установлено, что вся намечаемая к производству продукция будет иметь устойчивый сбыт на внутреннем рынке /3/. При необходимости производительность опытно - промышленного производства может быть увеличена в 2-3 раза за счет добычи дополнительных объемов пластовой воды.

Таблица

Основные технико-экономические показатели Южно-Сухокумского ОПП

Наименование показателей	Ед. измерения	Значения показателей
1. Объем пластовых промышленных вод	тыс. м ³ /год	1000,0
2. Мощность производства:	т/год	
- оксид магния по ГОСТ 844-79		1230
- бром по ГОСТ 454-76, марка Б		275
- йод по ГОСТ 4159-79, марка Ч		7,5
- литиевый концентрат с содержанием лития 3,24%		1020
- соль поваренная пищевая по ГОСТ 13830-91, сорт высший		73000
- соляная кислота по ГОСТ 857-89, марка Б (в пересчете на 100%-ный хлористый водород)		1960
- хлорное железо		400
3 Стоимость строительства в ценах на 01.01.2011 г., в том числе	млн. руб.	766,2
на строительно-монтажные работы		410,1
4. Товарная продукция	млн. руб/год	760,0
5. Внутренняя норма доходности инвестиций	%	19,6
6. Дисконтированный срок окупаемости инвестиций (норма дисконта 10%)	лет	9,8
7. Чистый дисконтированный доход за расчетный период (20 лет)	млн. руб.	650

На основании проведенных исследований обоснована принципиальная возможность и эффективность создания опытно-промышленного предприятия. Для создания ОПП по извлечению ценных компонентов из попутных пластовых вод ЮСГМ необходимо выполнить предпроектные и проектно-исследовательские работы.

В качестве первоочередных мер следует разработать Обоснование инвестиций в строительство опытно - промышленного предприятия.

При решении вопроса о строительстве ОПП могут быть приняты во внимание положительные результаты реализации проекта, не отражающиеся в стоимостных показателях. К этим результатам относятся:

- освоение в промышленных масштабах новых технологических процессов по извлечению ценных минеральных компонентов из попутных вод, добываемых на нефтепромыслах и газопромыслах совместно с основной продукцией;

- улучшение использования природных ресурсов за счет комплексной переработки извлекаемых вод;

- получение импортозамещающей продукции;

- экологический эффект, заключающийся в прекращении отрицательных последствий сброса неочищенных попутных вод и в отказе от альтернативных методов получения той же продукции, в свою очередь связанных с отрицательным воздействием на среду;

- социальный эффект, заключающийся в создании новых рабочих мест в г. Южно-Сухокумске, задействовании смежных предприятий и повышении загрузки имеющихся строительных и монтажных организаций.

Список использованных источников

1. Перспективы использования геотермальных и гидроминеральных ресурсов / М.А. Омаров, Р.А. Саркаров, С.И. Белан // Вестник РАЕН. – 2010. – Т. 10. - № 4. – С. 33-40.
2. Перспективы использования геотермальных вод юга России с целью замещения природного газа / С.И. Белан, Л.Н. Панич, Н.М. Гусейнов // Газовая промышленность. – 2007. - № 7.
3. Маркетинговый анализ гидроминеральной продукции, получаемой из промышленных вод нефтегазовых месторождений ОАО «Газпром»: отчет о НИР / ООО «НПЦ Подземгидроминерал»; Саркаров Р.А., Белан С.И., Гусейнов Н.М. и др. – М., 2005.
4. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. – М.: Наука, 2001. 260 с.

ЭНЕРГОЭФФЕКТИВНЫЙ ЖИЛОЙ ДОМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОЗОБНОВЛЯЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭНЕРГИИ И ВТОРИЧНЫХ ЭНЕРГОРЕСУРСОВ

Хахаев Б.Н.¹, Алиев Р.М.², Кудрявцев Е.П.¹, Бадавов Г.Б.²

¹ОАО "НПЦ "Недра"; Ярославль, Россия, 150000, ул. Свободы, 8/38, postmaster@nedra.ru

²ОАО "Геотермнефтегаз"; Махачкала, Россия, пр-т Шамиля, 55 «А», tek-geoterm@yandex.ru

Рабочий проект энергоэффективного жилого дома на одну семью с использованием возобновляемых источников энергии (ВИЭ) для Южного и Центрального федеральных округов РФ выполнен ООО "Интпроект" с целью ускорения и поддержки исполнения требований Федерального закона от 23.11.2009 г. № 261–ФЗ "Об энергосбережении и о повышении энергетической эффективности и о внесении изменений в отдельные законодательные акты Российской Федерации". Основанием для выполнения проекта является совместное решение руководства ОАО "НПЦ "Недра" и ОАО "Геотермнефтегаз" направленное на решение проблем энергосбережения и использования ВИЭ в регионах РФ (геотермальных ресурсов приповерхностного грунта и вторичных энергоресурсов техногенного происхождения – тепла вентиляционных выбросов). Цель проекта – выполнение рабочего проекта жилого дома для последующей привязки в Южном (г. Махачкала) и Центральном (г. Ярославль) федеральном округе в качестве пилотных энергоэффективных демонстрационных проектов ВИЭ.

Энергоэффективное здание – это здание, в котором эффективное использование энергоресурсов достигается за счет применения инновационных решений, которые осуществимы технически, обоснованы экономически, а также приемлемы с экологической и социальной точек зрения, и не изменяют привычного образа жизни.

Для обеспечения приемлемой стоимости (40 359,96 руб./м² и 34 609,05 руб./м² для Центрального и Южного ФО соответственно) дома площадью 380,12 м² потребовались оригинальные теплосберегающие архитектурные и конструктивные решения (табл. 1, 2).

Таблица 1.

Технико-экономические показатели скважинных теплообменников (для Центрального ФО)

Показатели	Значение
1. Площадь застройки	184,32 м ²
2. Строительный объем, в том числе:	1609,8 м ³
надземная часть	1116,6 м ³
подземная часть	493,2 м ³
3. Площадь здания (п.5 прил.2 СНиП 2.08.01-89*)	380,12 м ²
4. Площадь дома (с летними помещениями), в том числе:	394,64 м ²
жилая площадь	123,86 м ²
веранда	23,56 м ²
терраса	27,11 м ²
5. Количество этажей, всего	3
6. Сметная стоимость строительства	15 927 654,36 руб.
7. Стоимость 1м ² общей площади	40 359,96 руб.

Таблица 2. Конструктивное решение

Фундаменты	Ленточные, сборные из фундаментных плит и блоков фундаментных бетонных 400 мм, с утеплением экструдированным пенополистиролом ПЕНОПЛЭКС-35 по ТУ 5767-006-56925804-2007, плотность 28-37 кг/м ³ , теплопроводность $\lambda_B = 0,032 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$ – 120 мм, и облицовкой фасадной плиткой "рваный" камень;
Наружные стены	<p>Многослойные с системой вентилируемого фасада:</p> <ul style="list-style-type: none"> камень силикатный одиннадцатипустотный пористый ЗАО ЯЗСК, ГОСТ 379-95, плотность 1184 кг/ м³, теплопроводность 0,29 Вт/(м·К) – 380 мм; утеплитель – плиты минераловатные ROOCKWOOL Венти Батс ЗАО "Минеральная вата", плотность 100 кг/ м³, теплопроводность 0,045 Вт/(м·К) – 100мм; диффузионная мембрана Tyvek Housewrap; воздушный зазор – по системе Фасст; фасадные панели ФАССТ СТОУН – 8 мм;
Внутренние несущие стены	Камень силикатный одиннадцатипустотный пористый ЗАО ЯЗСК, ГОСТ 379-95, плотность 1184 кг/ м ³ , теплопроводность 0,29 Вт/(м·К) – 380 мм;
Перегородки	Блоки силикатные стеновые межкомнатные пористые – 70 мм; в спортзале – 2 ряда силикатных стеновых блоков с воздушным зазором 20 мм;
Перекрытия междуэтажные	Железобетонные пустотные плиты – 220 мм;
Перекрытие чердачное	<ul style="list-style-type: none"> железобетонные пустотные плиты – 220 мм; утеплитель – плиты минераловатные ROOCKWOOL Венти Батс ЗАО "Минеральная вата", плотность 37 кг/ м³, теплопроводность 0,045 Вт/(м·К) – 150мм;
Лестница междуэтажная	Деревянная, по деревянным косоурам;
Кровля	Двускатная с уклоном 25 ⁰ , по деревянным стропилам, покрытие – металлочерепица RUUKKI

Архитектурные решения

Объемно-планировочное решение здания сформировано исходя из концепции создания энергоэффективного жилого дома. Основной (отапливаемый) объем имеет компактную форму, обеспечивающую минимальную площадь наружных стен. Пристроенные летние помещения не отапливаются и на общие теплопотери здания не влияют. Предполагается, что сторона здания, имеющая большую площадь остекления (гостиная, веранда) ориентируется на юг. С противоположной (северной) стороны площадь остекления меньше. В этой части здания расположены,

в основном, вспомогательные помещения – кухня, прихожая, ванная. Здание двухэтажное с подвалом и холодным чердаком, имеет компактную форму, приближенную к квадрату. Площадь коридоров минимальна. На первом этаже расположена прихожая, холл с лестницей, соединяющей этажи здания, гостиная, объединенная с кухней-столовой, гостевая комната и ванная. На втором этаже расположены три спальни, кабинет и ванная комната. В подвальном этаже находится сауна с душевой и раздевалкой, спортзал, постирочная и кладовая. Кроме того, в подвале разместились неотапливаемые помещения: тепловой пункт и овощехранилище. В пристроенных летних помещениях расположена веранда с выходом в сад (на уровне 1 этажа) и подсобное помещение в подвале. За условную отметку 0,00 принят уровень чистого пола 1 этажа. Высота этажа в свету 2,66 м.

Конструктивное решение

Здание запроектировано с применением современных конструкций и материалов. Технические решения, принятые в рабочих чертежах, соответствуют требованиям экологических, санитарно-гигиенических и противопожарных норм, действующих на территории РФ, и обеспечивают безопасную для жизни и здоровья людей эксплуатацию.

Геотермальная энергия для теплоснабжения жилых домов эффективно может быть использована при совместной оптимизации геолого-экономических, архитектурно-строительных и инженерных решений с применением снижающих теплопотери материалов и оборудования. Основные направления такой оптимизации рассмотрены на примере малоэтажного жилого дома (коттеджа) на семью из пяти человек:

- наружные ограждающие конструкции с повышенной теплозащитой;
- оценка удельного теплосъема от приповерхностного грунта на основе изучения геологических разрезов с целью обоснованного выбора участка строительства с позиции эффективности вложения затрат на систему теплосбора;
- выбор конструкции скважинного теплообменника с U-образными полиэтиленовыми трубками, прошедшими проверку во многих европейских странах;
- теплонасосная установка для отопления, вентиляции, горячего водоснабжения и охлаждения воздуха внутри помещения;
- система вентиляции с применением агрегата приточно-вытяжной вентиляции (АПВВ) с теплоутилизацией тепла удаляемого воздуха;
- внутрипольная система отопления с параметрами теплоносителя по температурному графику 45-35 °С, что позволяет снизить расход электроэнергии на привод компрессора и увеличить коэффициент преобразования теплового насоса.

Проведенная комплексная оптимизация позволила снизить удельный показатель расхода тепла на отопление 1 м² отапливаемой площади до 49,2 Вт/м² в г. Ярославле и до 42,4 Вт/м² в г. Махачкала, повысить надежность грунтовой системы теплосбора, увеличить срок службы при общем снижении первоначальных затрат на создание системы энергоснабжения, улучшить микроклимат помещений и комфортность проживания.

Система геотермального теплоснабжения выполнена на основе трёх двухпетлевых скважинных теплообменников (СТ) с глубиной 70 м (рис. 1-3).

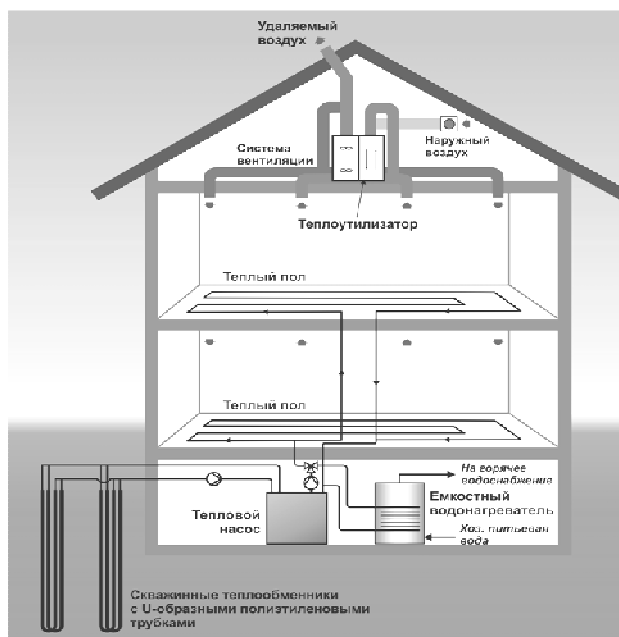


Рис.1. Схема энергообеспечения жилого дома с использованием тепла грунта и тепловых выбросов вентиляции (режим отопления 45-35 °С, после отопительного сезона скважинные теплообменники используются для охлаждения помещений)

Трубки петель диаметром 25 мм, толщиной стенки 2,3 мм из сшитого полиэтилена, что обеспечивает их работу в области отрицательных температур. В скважинах применён уплотняющий морозостойкий материал Stuwapress F-10, допускающий работу до $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, поскольку СТ могут подвергаться в процессе работы частому замерзанию и оттаиванию. СТ расположены в одну линию на расстоянии 6 м от стены дома и на расстоянии 8 м друг от друга. Такое компактное расположение СТ помогает размещать здание вместе с СТ на участке застройки. Энергопотребность отопления и вентиляции, включая горячее водоснабжение на 5 человек до 13,1 кВт для Центрального ФО и до 11,0 кВт для Южного.



Рис. 2. Энергоэффективный жилой дом на одну семью с использованием возобновляемых источников энергии (ВИЭ) для Центрального и Южного федеральных округов РФ

постоянно выводило из-под уровня моря прибрежные осадки, образуя лестницу высоких и низких абразионно-аккумулятивных террас. Отмечается последовательная смена руководящих комплексов двустворчатых моллюсков в отложениях акчагыльского, апшеронского, бакинского, хазарского, хвалынского и новокаспийского морей [3,5]. Изменения состава фауны по разрезу морских осадков связаны, в основном, с экологическими условиями и характером осадко-накопления. Это позволяет косвенно использовать смену разнофациальных комплексов в качестве периодизации отложений.

Возможности использования раковин моллюсков для целей стратификации включающих их отложений и палеореконструкций заложены в широком временном и пространственном распространении конхилиофауны, четких различиях последовательно сменявшихся комплексов и тесной экологической зависимости от условий обитания. Анализ малакофауны антропогенных морских отложений Дагестана показал, что она в основной состоит из многочисленных солоноватоводных представителей ряда семейств *Cardiidae*, *Dreissenidae*, *Mytilidae*. Семейство *Cardiidae* представлено чрезвычайно изменчивыми видами, принадлежащими к немногим его родам и под родам *Cardium*, *Didacna*, *Hypanis*. Для древнекаспийских отложений горного побережья Дагестана характерна большая фрагментарность осадков, мелководный, грубый состав и одновременно относительная стратиграфическая полнота разреза. Последнее подтверждается и составом *Didacna*, наличием большого количества переходных форм между распространенными руководящими видами [3,4,6].

По особенностям строения раковины дидакн выделяются три группы родственных видов: *catillus*, *crassa*, *trigonoides*, имеющих различное отношение к факторам среды. По наличию в древнекаспийских осадках дидакн той или иной группы можно судить о солености и температурных условиях. В связи с чем, моллюски рода *Didacna Eichwald* являются основным биостратиграфическим объектом и уникальной моделью для изучения роста и формообразования моллюсков в трансгрессивно-регрессивных условиях четвертичного периода.

Сбор конхилиофауны проводился на 10 разрезах плейстоценовых отложений Дагестана в долинах рек: Манас – озень, Ачи - су, Черкес-озень, Шура - озень, Сулак и Кривая балка; на побережье Каспийского моря, в районах Уйташ, озер Турали.

При исследовании раковин измерялись: длина, высота, выпуклость, в соответствии с наиболее распространенной методикой измерений, измерено более 1000 раковин 16 видов дидакн. Проведен анализ данных, основанных на сопоставлении распределения видов и групп дидакн в осадках различных трансгрессий. Фаунистические исследования мы дополнили данными о ежегодных приростах у зрелых особей, использовались коэффициент замедления роста k , средний возраст, возраст перехода к старению, коэффициенты удлинения и выпуклости раковин моллюсков. Оценку продолжительности жизни проводили методом определения коэффициентов уравнения роста Бергаланфи [4]. Величина годовых приростов, продолжительность жизни связаны с температурой среды в данном местообитании. Коэффициент замедления роста k не зависит от видовой принадлежности, основное влияние оказывает температура среды.

Долгое время считалось, что на дагестанском побережье отсутствует раннебакинская терраса [6]. Нашими исследованиями выявлено наличие этой террасы. Автором впервые на территории Дагестана, на правобережье реки Сулак в 6 км от русла, на нерасчлененных акчагыл-апшеронских осадках (N_2^{ak+ap}) обнаружен руководящий вид нижнебакинских отложений *Didacna parvula*, ранее описанный только в Азербайджане и Туркмении. Тонкостворчатые раковины *D. parvula*, низкая продолжительность жизни и маленькие ежегодные приросты могут свидетельствовать об угнетенном развитии этого крассоидного вида в условиях пониженной температуры воды и солености (5-7 ‰). Эта находка позволит установить последовательно развивающиеся формы и виды, составляющие нижне- и верхнебакинские комплексы моллюсков в Дагестане.

Кроме того, в последние годы в бассейне Дарвагчая в Южном Дагестане на высоте 110 м над уровнем моря были выявлены культуросодержащие слои, новые места стоянки древнего человека, относящиеся к раннему палеолиту. В нижнем горизонте в слое известняка ракушняка сохранились остатки раннебакинской морской фауны (*Didacna parvula*, *Dreissena rostriformis*). Второй горизонт залегал в слое, представляющем собой галечно-гравийный конгломерат, конца бакинской трансгрессии. Приуроченность культурных материалов к осадкам, содержащим раковины характерных для бакинского горизонта моллюсков (*D. rudis*, *Didacna parvula*) позволяет датировать их временем раннего неоплейстоцена – примерно 450-700 (800) тыс. лет [1]. Радикальное изменение позднебакинской фауны связано с изменением условий обитания. С по-

вышением температуры увеличиваются приросты, средняя продолжительность жизни. Высокие температура и концентрация стронция, на фоне повышенной солености в трансгрессиях являются основными факторами формирования массивных раковин *D. rudis* в верхнебакинский период.

Раннехазарская трансгрессия развивалась тремя крупными стадиями, разделенными регрессиями. Это отмечается в особенностях развития малакофауны. Для моллюсков ранней стадии трансгрессии характерно широкое распространение тригоноидных дидакн – тонкостенных *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*. На побережье Дагестана абразионно-аккумулятивные террасы с отметками 80-85, 100-105, 120-130 м абсолютной высоты содержат раковины крассоидных дидакн. Биостратиграфический анализ дидакн указывает на возможность выделения двух стадий трансгрессии позднего хазара. Отмечается закономерность доминирования *Didacna nalivkini* в раннем позднехазарском бассейне и преобладание *D. surachanica* в позднем [3,4,6]. Господство дидакн крассоидной группы, массивность крупные размеры раковин свидетельствуют о хорошо аэрируемом и прогреваемом бассейне, с повышенной соленостью.

Сравнительно богатый в видовом отношении комплекс фауны хазарских отложений сменяется чрезвычайно бедным хвалынским комплексом. Резкая смена группового состава дидакн (от крассоидных к катиллоидным) связана не только с изменением солености, но в большей степени, с понижением температуры и изменением солевого состава воды. В раннехвалынском бассейне Каспия за очень короткий период времени появилась совершенно новая фауна. Ранее считалось, что эта трансгрессия является обычной цикловой трансгрессией Каспия. В последнее время доказывается экстраординарность Раннехвалынского бассейна не только по резкому подъему уровня моря (на 200 м до отметок +50 м. абс.) и обширности акватории (в 2,5 раза больше современного Каспия), но и по скоростям подъема уровня, на порядок выше катастрофического затопления Каспия в конце XX века. По мнению А.Л. Чепальги чувствительным индикатором событий Потопа оказался Хвалынский бассейн Каспия, особенно в пике трансгрессии. В результате промывания бассейна пресными водами, химический состав и минерализация вод изменились, на что отреагировал основной экологический показатель – состав фауны моллюсков и других организмов. Вода Хвалынского моря отличалась от каспийской низкой температурой (4⁰С на севере и до 14⁰С на юге). Это во многом объясняет скачек в эволюции четвертичной фауны дидакн, приуроченный к началу раннехвалынской трансгрессии [4,5].

В позднехвалынский период на дагестанском побережье соленость понижается – наблюдается расцвет *D. praetrigonoides*, а в Северном Каспии, повысилась – расцвет *D. protracta* и *Dr. rostriformis* [3,4,6]. В нижней хвалыни крассоидные моллюски не могли существовать из-за пониженной температуры, тригоноидные – из-за понижения температуры и повышенной солености, возможно, представители этих групп вымерли также из-за изменения солевого состава воды. Единственная группа дидакн *catillus* выжила в резко изменившихся условиях, благодаря своей приспособляемости и направленности отбора к выживанию средних и мелких форм. В условиях позднехвалынской трансгрессии: повышенной температуры и пониженной солености при доминировании *D. praetrigonoides*, катиллоидные моллюски встречаются в небольшом количестве.

В отложениях новокаспийской трансгрессии появляются *D. trigonoides*, *D. crassa* и *D. baeri*. Большие приросты, размеры особей и продолжительность жизни этих видов свидетельствуют о том, что температурные условия в то время были выше хвалынского и современного бассейнов. Характерной особенностью новокаспийской фауны является широкое развитие вида *Cerastoderma glaucum*.

Нами выявлено, что для группы *crassa* условия, близкие к оптимальным, наблюдались в хазарское и новокаспийское время. Ежегодные приросты до 2,9 мм, коэффициенты замедления роста (*k*) 0,20 – 0,34, продолжительность жизни 9-15 лет, температуры близкие к оптимальным температурам роста (ОТР) 14±3. В нижнебакинское время для этой группы температурные условия были ниже оптимальных, что следует из низких значений приростов *D. parvula* – 1,8 мм, *K_{выл}* 0,35. Старение наступает в 4-5 лет, в то время как в оптимальных для представителей крассоидных температурных условиях в 8 лет. Для группы *trigonoides* условия, близкие к оптимальным, наблюдались в верхнем горизонте нижнего хазара и в верхней хвалыни: *k* 0,35 – 0,36, продолжительность жизни 8-10 лет, температуры близкие к ОТР 14±4. В новокаспийское время ежегодные приросты большие – 3,24 мм, при высоком коэффициенте замедления темпов роста

$k=0,60$, переход к старению в 5 лет, в температурных условиях, превышающих ОТР для этого вида. Для группы *catillus* условия, близкие к оптимальным, наблюдались в нижней хвалыни: $k=0,3 - 0,45$, средний возраст 7-10 лет, старение с 7 лет, температуры близкие к ОТР 9 ± 3 [4].

Таким образом, различные группы и комплексы дидакн позволяют детально стратифицировать вмещающие их осадки. В связи с изменениями температуры и солености воды менялся групповой состав дидакн: в бакинско-хазарской фауне – доминируют группы *crassa -catillus*, в хвалынской *catillus - trigonoides*, в новокаспийской - группы *crassa - trigonoides*, в современной - *catillus - trigonoides*. Проведены реконструкции условий обитания дидакн биостратиграфическим, палеоэкологическим и морфометрическим методами. Наши выводы по изменению солености и температуры в различных трансгрессиях, сделанные на основании исследования группового и видового состава и параметров роста дидакн, согласуются с биостратиграфическими и фаунистическими исследованиями и подтверждаются также палеоботаническими данными. Изучение морфометрических параметров ископаемой фауны моллюсков в целях палеоэкологических реконструкций плейстоценового Каспия представляет собой новый подход, открывающий перспективы изучения палеоусловий аналогичных замкнутых бассейнов в трансгрессивно-регрессивных условиях. Разработка единой стратиграфической схемы и дальнейшее комплексное изучение разрезов плейстоцена позволят достоверно прогнозировать колебания уровня Каспийского моря.

Литература

1. Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н. и др. Палеолитическое местонахождение бакинского времени Дарвагчай 1 (предварительные данные) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2005. Т. XI Ч. I. С. 68-73.
2. Тулышева Е.В. Речные долины Дагестана и их неотектоническая обусловленность. Автореф. канд. диссерт. М., 2002. 26 с.
3. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 163 с.
4. Хлопкова М.В. Оценка условий обитания каспийских дидакн в плейстоцене по линейным и аллометрическим характеристикам роста // Вестник Дагестанского Научного Центра РАН. 2006. № 25 С. 22-28.
5. Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии // Мат. межд. симпозиума Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону. 2006. С. 166-171.
6. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. докт. диссерт. М.: МГУ, 2009. 43 с.

КОМБИНИРОВАННОЕ ОБЕСФЕНОЛИВАНИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

¹Чалаев Д.Р., ²Чалаев Н.Д.

¹ООО «НПЦ Подземгидроминерал», ²СКУ Ростехнадзора

Широкомасштабное использование геотермальных ресурсов в последнее время повсеместно сдерживается нерешенностью ряда вопросов, в первую очередь экологических, связанных с проблемами утилизации отработанных теплоэнергетических вод, содержащих в своем составе токсичные ингредиенты, превышающие предельно-допустимые концентрации.

Наличие в термальных водах токсичных компонентов, в первую очередь фенолов, приводят к опасному загрязнению водоемов, в которые попадают отработанные теплоэнергетические воды, а в некоторых случаях ставится под сомнение сама возможность эксплуатации целых геотермальных месторождений. Основной из причин загрязнения водоемов фенолсодержащими термальными водами является хорошая растворимость фенолов в воде, причем их вредное воздействие проявляется даже при очень незначительных концентрациях. Наиболее токсичными являются летучие одноатомные фенолы, к которым относится оксибензол и его производные: крезолы, нитрофенолы и др. Сложные одноатомные фенолы-нафтолы и их производные, а также многоатомные фенолы являются менее токсичными. Кроме того, токсичность фенолов варьирует в зависимости от их строения - алкильные заместители в ядре, увеличение их длины и количества, как правило, снижает токсичность.

В настоящее время, из-за нерешенности вопросов утилизации, приостановлена

эксплуатация таких перспективных геотермальных месторождений, как Тернаирское в Дагестане, Майкопское в Краснодарском крае, Казьминское в Ставропольском крае и др., содержащих фенолы в составе вод.

Кардинальным решением этой проблемы явилась бы закачка отработанных теплоэнергетических вод обратно в пласт и создание замкнутого контура с постоянно циркулирующим теплоносителем, так называемых ячеек геодинамических систем (ГДС). Однако практика показала, что осуществление обратной закачки не всегда оказывается возможным и экономически оправданным. Тем более, и при создании ГДС также могут возникнуть ситуации, в результате которых неизбежен сброс отработанных теплоэнергетических вод в водные объекты хозяйственно-бытового и рыбо-хозяйственного водопользования или на рельеф.

Альтернативным решением вопроса является очистка отработанных теплоэнергетических вод от фенолов до норм предельно-допустимых концентраций (ПДК) или предельно-допустимых сбросов (ПДС), в зависимости от характера водных объектов, в которые предполагается сбрасывать отработанные воды.

Как показали исследования, максимальное содержание фенолов в геотермальных водах достигает 15 мг/л при ПДК_{рыб.хоз.} = 0,001 мг/л.

Существующие методы очистки термальных вод от фенолов можно подразделить на ряд направлений - это химические, физико-химические (адсорбционные, окислительные, микробиологические методы, гиперфильтрация, экстракционные и др.).

Химические методы очистки сточных вод основаны на использовании различных реагентов. Это в первую очередь перекись водорода, перманганат калия, хлор, поташ, сульфит натрия и др. химикаты. Огромные дебиты термальных скважин, а также отсутствие водооборотных систем в геотермии не позволяют широко использовать для очистки термальных вод химические методы.

Основными физико-химическими методами очистки вод от фенолов являются озонирование, электрохимическая очистка, гиперфильтрация, адсорбция, ультразвуковая обработка, применение ультрафиолетового облучения, термическая обработка и др.

Наиболее сильным окислителем по отношению к фенолу является озон [1-3]. Установлено, что процесс окисления фенола озоном протекает с расщеплением бензольного кольца или в результате прямого окисления до образования нетоксичной малеиновой кислоты. На основании данных о реакции озона с фенолами рассчитаны различные типы аппаратов для очистки фенольных сточных вод озонированием.

Известны методы очистки сточных вод от органических соединений, основанные на обработке их озоном или озono-воздушной смесью в присутствии катализаторов. В качестве катализатора используются вещества, выбранные из группы веществ, повышающих растворимость озона в жидкой фазе, например - ZnO; Cr₂O₃; CuO. Литературные данные свидетельствуют, что каталитическое озонирование ускоряет скорость окислительных реакций более чем три раза, однако для геотермальных вод значительного ускорения реакции не наблюдалось. Все существующие методы действуют при относительно низких температурах (не более 45⁰С). Однако при испытании геотермальных скважин с фенолсодержащими водами или в аварийных случаях, возникает необходимость обесфеноливания сбросных вод с высокой температурой (около 100⁰С). В таких случаях основным способом удаления из воды летучих фенолов может быть только создание условий, резко снижающих их растворимость в воде.

Для этой цели предлагается паро-циркуляционный метод, заключающийся в отгонке фенолов циркулирующими водяным паром и попутными газами. Кроме фенолов этим методом успешно могут быть удалены и нефтепродукты. Схема предлагаемого метода приведена на рис. 1. Эксперименты, проведенные нами на скв. 27 –Т Махачкала показали, что данным методом можно снизить содержание фенолов на 75%, т.е. от 2,66 до 0,54 мг/л.

Весьма перспективным направлением в области очистки геотермальных сточных вод, на наш взгляд, является совместное использование паро-циркуляционного метода на первой стадии, озонирования и адсорбции – на второй. По этой схеме можно полностью удалить находящиеся в отработанной термальной воде фенолы. Паро-циркуляционный метод также способствует общей дегазации термальной воды, связанной с проблемами газовых пробок.

Геотермальная вода со скважины поступает в дегазатор, откуда она подается в вакуумную колонну. Вакуумированная до кипения термальная вода с остаточным фенолом, стекая по насадке, контактирует с водяным паром и пар насыщается фенолом. Обесфеноленная

частично термальная вода подается в теплообменник, а фенолсодержащий пар из верхней части колонны вакуумным насосом отсасывается и вентилятором нагнетается в нижнюю камеру колонны, где насадка образует несколько ярусов. На верхний ярус насосом из ёмкости периодически подается нагретый до температуры пара раствор щелочи с концентрацией от 5 до 15 %, в зависимости от содержания фенола в термальной воде. Концентрированный раствор фенолятов из поддона колонны также периодически направляется в сборник, откуда он утилизируется отдельно. Из паро-газовой смеси фенол извлекают нагретым до температуры пара раствором щелочи.

После теплообменника вода подается в озонатор, где содержание фенолов снижается до 0,01 мг/л. На конечной стадии используется адсорбционный метод очистки с применением активированного угля, в результате чего содержание фенолов доходит до ПДК (0,001 мг/л).

Литература

1. Чалаев Д.Р., Гусейнов В.К. Озонная очистка термальных вод / Газовая промышленность - 1995-№10.
2. Омаров М.А., Чалаев Д.Р. Методы очистки отработанных геотермальных вод / Газовая промышленность, №2, 1998, с.67-69.
3. Омаров М.А., Гаджидадаев И.Г., Чалаев Д.Р., Гаджиханов М.М., Алексеева Л.П., Драгинский В.Л. Очистка и утилизация геотермального сырья / ВСТ, 2 (Часть 1) 2005 г.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВАНАДИЯ В РЕЧНЫХ СИСТЕМАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Хорошевская В.О.

Гидрохимический институт Росгидромета

Ванадий - один из самых распространенных рассеянных элементов: по содержанию в земной коре он занимает 22-е место среди всех элементов, в свободном виде в природе не встречается. Содержание V в земной коре $1,9 \cdot 10^{-2}$ % по массе (в почве $-1,0 \cdot 10^{-2}$ %), золе растений - $6,1 \cdot 10^{-3}$ %, в воде океанов $-3 \cdot 10^{-7}$ %. В ювенильных формах V находится в изверженных породах в виде изоморфной примеси. Близость ионных радиусов ванадия и широко распространённых в магматических породах железа и титана приводит к тому, что ванадий в гипогенных процессах целиком находится в рассеянном состоянии и не образует собственных минералов [1]. Его носителями являются многочисленные минералы титана (титаномагнетит, сфен, рутил, ильменит), слюды, пироксены и гранаты, обладающие повышенной изоморфной ёмкостью по отношению к ванадию. В некоторых магнетитовых, титаномагнетитовых и осадочных железных рудах и фосфоритах его содержится до 2,5-3,0 %. Ванадий также присутствует в окисленных медно-свинцово-цинковых рудах (в виде минералов), углях, высокосернистых нефтях (до 300 г в 1т), битуминозных сланцах, асфальтитах. Сложный геохимический цикл ванадия определяется его переменной валентностью - близостью к Ti (V^{3+}), С (V^{3+} , V^{4+}) и Р (V^{5+}). Он дает соединения, отвечающие валентностям 2, 3, 4 и 5 [6]. Соединения 2-х и 3-х валентного ванадия являющиеся сильными восстановителями, неустойчивы в природе. В поверхностных условиях в осадочных породах и водах наиболее часто встречаемы устойчивые соединения четырёхвалентного ванадия. Соединения полностью окисленного пятивалентного ванадия- сильные окислители (форма V, присутствующего в нефтях). При выветривании минералов земной коры, содержащих ванадий, соединения этого элемента отчасти концентрируется в растениях, и удерживаются почвой, а отчасти выносятся поверхностными водами в моря. Ванадий может мигрировать в природных водах виде анионов V, которые восстанавливаются растворёнными гуминовыми кислотами (почвенного генезиса) и связываются в катионные формы VO^{2+} [10]. Монооксид VO^{2+} не растворим в воде и выпадает в осадок. В воде ванадий образует также устойчивые анионные комплексы $(V_4O_{12})^{4-}$ и $(V_{10}O_{26})^{6-}$. В миграции ванадия существенна роль растворенных комплексных соединений его с ОВ, особенно с гумусовыми кислотами [10]. В среднем содержания ванадия в воде рек 0,2 - 4,5 мг/дм³, в морской воде - 2,0 мг/дм³. По нормам РФ предельно допустимая концентрация ванадия (комплекса его соединений) для питьевой воды составляет 100,0 мг/дм³. Практически такие концентрации могут встречаться только при попадании в природные подземные воды ванадийсодержащих сточных вод [9].

Для рек, берущих своё начало на хребтах Кавказа, в 1971-1976гг. Гидрохимическим институтом Росгидромета были проведены исследования по содержанию различных микроэле-

ментов, в том числе и ванадия. Исследования проводились в замыкающих створах устьевых участках рек, пробы в среднем отбирались пять раз в году в основные гидрологические фазы. В таблице 1 приводятся среднегодовые концентрации ванадия в реках Кавказа [5].

Содержания микроэлементов, в том числе и ванадия, в средних и нижних течениях рек Центрального Кавказа определялись сотрудниками лаборатории экологии Высокогорного геофизического института Росгидромета. Пробы отбирались в основные гидрологические фазы (зимнюю межень и в летние паводки) в течение девяти лет с 2002г. по 2010г.[2] В таблице 2 приведены максимальные значения концентраций ванадия, отмечаемые за этот период времени. Данные по содержанию ванадия в водах рек Кавказа полученные в различных исследованиях могут быть сравнимы между собой, так как концентрации металлов в обоих случаях определялись масс-спектрометрическим методом.

Таблица 1

Среднегодовое содержание ванадия в устьевых створах рек Кавказа, в мкг/дм³(по данным Коновалов Г.С., Коренева В.И. [5]).

Река	Год	Годовой сток, км ³	Среднегодовой сток воды км ³	V ср.год
Бассейн Азовского моря				
р.Кубань	1971	9,01	10,60	0,976
	1972	11,00		3,636
	1976	10,25		1,110
Бассейн Каспийского моря				
р.Кура	1971	6,89	13,20	5,806
	1976	17,70		7,345
р.Терек	1971	7,10	8,50	1,409
	1972	6,25		1,600
	1976	6,31		1,585
Бассейн Черного моря				
р.Сочи	1976	0,38	0,55	2,632
р.Ингури	1976	2,70	5,52	1,852
р.Кодори	1976	5,23	3,88	0,574
р.Риони	1971	12,96	12,80	1,543
	1972	12,00		1,361
	1976	14,70		5,000
Средние значения концентраций V для рек Кавказа				2,602

Таблица 2

Содержание ванадия в реках в Центрального Кавказа (притоках р.Терек) по сезонам в период 2002-2010гг.(по данным Воробьевой и др.[2])

Мах конц-и V, в мкг/дм ³	Подкумок	Малка	Баксан	Чегем	Нальчик	Черек	Урух	Терек
межень	0,6	0,3	0,44	0,6	1,6	0,6	3,1	0,8
паводок	0,6	7,2	10,9	4,6	4,6	10,8	13,0	13,4

Из анализа данных представленных в таблице 1 видно, что средняя концентрация ванадия в устьевых участках рек всего Кавказа равна 2,602 мкг/дм³, что близко к средним значениям, для концентраций V встречаемых в реках вообще. В основном концентрации ванадия в устьевых участках изучаемых рек находятся в установленных пределах значений для рек вообще. Исключение составляет р.Кура, концентрации ванадия в которой превышают, как средние значения для рек Кавказа (от двух до трёх раз), так и установленные пределы значений встречаемых в реках концентраций. Гидрографической особенностью р.Кура является то, что коренные берега верховьев ее долины сложены вулканическими породами, трудно поддающимися размыву. Наиболее известными являются Боржомское ущелье, где река на протяжении 55 км зажата в узком коридоре [9]. Далее река выходит на обширную Кура-Араксинскую низменность, по которой и течет до устья. Центральная часть бассейна реки - аридная, почти бессточная зона [9]. В вулканических породах, как сказано выше присутствует ювенильный ванадий в виде изоморфной примеси. Ванадий поступает на поверхность из гидротермальных жил, откуда он выносится

вадозными (атмосферными) водами. Минерализованные пластово-поровые и трещинные вадозные (атмосферные) воды, попадая в восходящие из их недр струи горячих растворов и газов, насыщаются ими, а затем устремляются вверх по кольцевым и радиальным разломам и, смешиваясь в бесчисленных трещинах, дают разнообразные смеси включающие ванадий, причём V здесь двух- и трёхвалентный [1]. В реке он присутствует в анионогенных растворимых формах, которые активно мигрируют в щелочной среде [7]. Воды р. Кура по содержанию главных ионов (по классификации О.А. Алекина), в общем относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция с индексом Ca [3]. Другой характерной особенностью воды р. Кура является то, что по всей ее длине не наблюдается свободная углекислота. Это следствие траты углекислоты на растворение карбонатных отложений, а так же поглощения в процессе фотосинтеза [3]. Фитопланктон, продуцируемый в реке, и прибрежная растительность аридной зоны обогащаются ванадием в зоне водной миграции. Вис детритом он выносится дальше в море. Известна способность растительности аридных ландшафтов обогащаться ванадием [7], а в растениях присутствует четырёхвалентный ванадий. Река Кура всегда была приемником поверхностных и подземных вод, и ее гидрохимический режим генетически связан с водами притоков [9]. В последние годы по данным [3] резко возросла составляющая от дренирования окружающих Кура-Аразскую низменность горных областей с преимущественным развитием метаморфических, туфогенных и вулканических пород Малого и Большого Кавказа, что по моему мнению должно оказать непосредственное влияние на повышение содержания ванадия в воде и фитопланктоне. Данных о проведении подобных исследований у меня нет.

Для других рек Кавказа значения среднегодовых содержаний ванадия в устьевых участках рек в основном намного меньше, чем в р. Кура. Для них характерно увеличение значений среднегодовых содержаний ванадия при повышении среднегодового стока (по сравнению со среднегодовым многолетним) например р.р. Кубань, Риони (табл.1). Это связано с увеличением объёмов паводков во время таяния ледников, когда основная волна талых вод может усиливаться кратковременными дождевыми осадками, что усиливает процессы размыва коренных пород и увеличивает объёмы вымываемой породы. Данное положение подтверждается гидрографическими характеристиками этих рек. Так р. Кубань берет начало близ высочайшей вершины Кавказа - горы Эльбруса - от слияния рр. Учкулана и Уллукама, течет сначала на север, а ниже г. Армавира меняет направление на западное, которое и сохраняет до устья и впадает река в Темрюкский залив Азовского моря. Почти все притоки Кубани берут начало со склонов Большого Кавказа и впадают с левого берега. Справа, со стороны степей Предкавказья, Кубань не принимает ни одного сколь либо значительного притока. Это придает бассейну Кубани резко асимметричное строение. Река, таким образом, играет роль как бы большой водоприемной подгорной канавы, собирающей и отводящей в море воды, стекающие со склонов Большого Кавказа [9]. Риони так же берет начало из ледников Большого Кавказа с его южного склона и в верхней части до г. Кутаиси течет преимущественно в диком, почти неприступном ущелье. [9]. В водосборных рек Кавказа ванадий появляется в основном результате вымывания и разрушения коренных пород во время паводков связанных с активным таянием ледников. Анализ таблицы 2. данных приведённых для рек Терек (в верхнем и среднем его течении) и его притоков, так же свидетельствует в пользу этого положения. Так в отдельные годы в паводки в воде рек характерны очень высокие содержания ванадия [2]. Известно, что Терек берет начало в горах, в пределах Грузии, к югу от вершины Казбека. В верхнем течении, от истока до г. Дзауджика у, река носит горный характер. Она течет большей частью в ущелье, особенно глубоким является Дарьяльское ущелье, ограниченное высокими, местами отвесными скалистыми склонами. Ниже г. Дзауджика у Терек выходит на предгорную равнину и до впадения р. Малки течет среди галечных наносов, разветвляясь на рукава. На этом участке в него впадают многочисленные полноводные притоки - Гизель-Дон, Ардон, Белая, Урух, Баксан и Малка, стекающие с Большого Кавказа. Паводки на этих реках, являются следствием активного таяния ледников, когда и происходит активное обогащение воды ванадием. Это утверждение косвенно подтверждается представленными в табл.2 невысокими и равномерно распределяемыми по сезонам года (в паводок и межень) содержания ванадия в р. Подкумок (табл.2). Это связано с гидрографическими особенностями реки, которая получает своё начало из родников, находящихся на северо-восточном склоне хребта Черных. Она вытекает из гор Кумбаши, Хушту, Тохтамыш-тау Эшкакона - не высоких не покрытых снегом гор [9].

Геохимия ванадия мало изучена, автор продолжает исследования региональных особенностей круговорота и различных природных процессов принимающих в нём участие.

Список литературы

1. Вернадский В.И. Очерки Геохимии, М., 1983, 422с.
2. Воробьева Т.И., Гущина Л.П., Жинжакова Л.З., Реугова Т.В., Чередник Е.А., Машуков Х.Х. Динамика уровней концентраций тяжелых металлов и неорганических форм азота в водах рек Центрального Кавказа //Материалы межд. научно-практ. конф.: «Современные фундаментальные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод России» г. Азов, 27-28 мая 2010.- Ростов-на-Дону, 2010, С.93-96.
3. Мансимов М. Р., Сулейманов Б. А. Оценка водных ресурсов бассейна р.Кура // Проблемы освоения пустынь. Междун. науч-практ. жур., Ашхабад №, 2007г., С. 29-34.
4. Музгин В.Н., Хамзина Л. Б., Золотавин В.Л., Безруков И.Я. Аналитическая химия ванадия. Серия: «Аналитическая химия элементов». М.: Наука, 1981, 216 с.
5. Коновалов Г.С., Коренева В.И. Вынос микроэлементов речным стоком с территории СССР в моря в современный период // Гидрохимические материалы. Л.: Гидрометеиздат, Т. LXXV,1979. С.11-21.
6. Коршунов Б. Г. Аналитическая химия ванадия, М., 1981.
7. Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. Изд.2 Учебное пособие для студентов географ.и геолог. специальностей ун-тов. М.: «Высшая школа», 1975, 341с.
8. Слотвинский-Сидак Н. П., Андреев В. К., Ванадий в природе и технике, М., 1979.
9. Соколов А.А Гидрография СССР.Гидрометеиздат, Л. , 1952 , 287 с.
10. Cheshire M. V., Berrow M. L., Goodman B., Mundie C. M., Metal distribution and nature of some Cu, Mn and V complexes in humic and fulvic acid fractions of soil organic matter, Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 41, 1977. P.1131-1133.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ СЕВЕРО-ДАГЕСТАНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА.

Щербуль З.З.¹, Чутуева С.Б.²

1 Институт проблем геотермии ДНЦ РАН,

2 Дагестанский технический университет

Территории, расположенные в аридных зонах, наиболее чувствительны к изменениям климата, особенно, если там уже запущены механизмы антропогенного происхождения, приводящие к усилению деградации засушливых земель. Экосистема Северо-Дагестанского артезианского (СДАБ) бассейна является яркой иллюстрацией того, как нерациональное природопользование приводит к необратимым процессам опустынивания больших площадей на севере Дагестана. В [3] рассматривается одна из компонентов природной среды – ресурсы подземных вод, показывается влияние многолетней эксплуатации артезианских вод на уровень грунтовых вод, на изменение всего геофильтрационного поля СДАБ. Учитывая, что напорные артезианские воды плиоцен-четвертичного комплекса на всей площади Терско-Кумской области питают грунтовые воды, а депрессии в эксплуатирующихся артезианские воды горизонтах препятствуют вертикальному перетоку и поддержанию стабильного уровня грунтовых вод, понятно, что со временем уровень грунтовых вод начинает падать, что способствует снижению продуктивности земель сельскохозяйственного назначения и пастбищ. Это влечет за собой ряд экологических, экономических и социальных проблем. Таким образом, интенсивность питания грунтовых вод – одна из важнейших составляющих в цепочке взаимодействий между компонентами экосистемы СДАБ и её снижение есть следствие антропогенных изменений. Для того, чтобы ответить на вопрос, как отразится на интенсивности питания подземных вод изменение климатических условий, необходимо остановиться на региональных особенностях динамики климата Северного Дагестана на фоне глобального потепления.

Для климата Терско-Кумского междуречья характерно малое количество атмосферных осадков – 200 – 400 мм/год и высокие значения испарения – 800 – 1000 мм/год. Максимальное количество осадков приходится на июнь месяц; минимальное – на февраль (табл.1). Максимальные температуры достигаются в июле месяце, до 43⁰ в Терекли-Мектебе; минимальные отмечаются в январе-феврале. Среднегодовые температуры воздуха приведены в таблице 1.

Таблица 1

Среднегодовые температуры воздуха и средние годовые осадки в населенных пунктах Северного Дагестана.

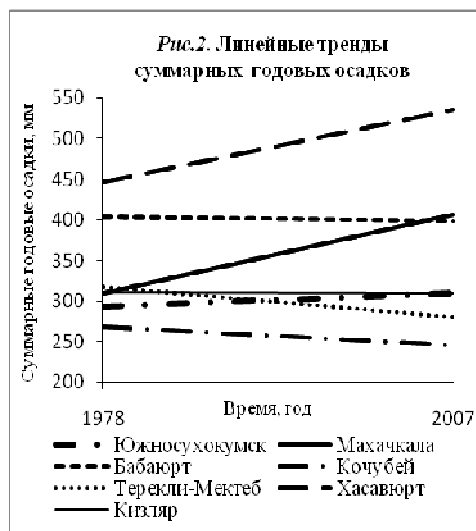
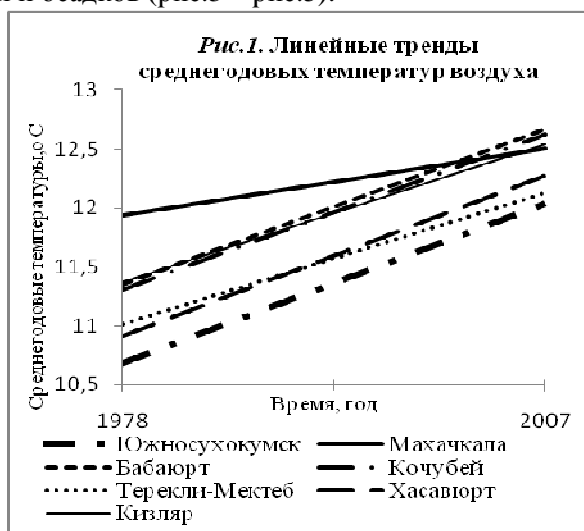
Населенный пункт	Среднегодовая температура воздуха, °С	Среднее годовое количество осадков, мм	Месяц max температур		Месяц с max количеством осадков		Изменение температуры на 20 лет, °С	Изменение количества осадков за 30 лет, мм	Месяц min температур		Месяц с min количеством осадков	
			Месяц max температур	Месяц min температур	Месяц с max количеством осадков	Месяц с min количеством осадков			Месяц min температур	Месяц с min количеством осадков		
Южносухокумск	11,4	301	июль	февраль	июнь	февраль	1,1	16	июль-август	декабрь	сентябрь-октябрь	ноябрь
Терекли-Мектеб	11,6	298	июль	февраль	июнь	февраль-март	1,1	-38	август	декабрь	июнь	октябрь
Кочубей	12	258	июль	январь-февр.	июнь	февраль	1,3	-23	август	декабрь	июнь	апрель
Кизляр	12,1	310	июль	январь	май-июнь	март	1,3	2	август	декабрь	май	апрель
Бабаярт	12	401	июль	январь	май-июнь	март	1,3	-6	август	декабрь	январь	апрель
Хасавюрт	11,6	492	июль	январь	май	февраль	1,4	90	август	декабрь	май-июнь	апрель
Махачкала	12,2	360	июль	январь	сентябрь-октябрь	апрель	0,5	85	август	декабрь	сентябрь	февраль

Высокому испарению способствуют, помимо летних высоких температур, продолжительные сильные ветры: летом преобладают среднеазиатские суховеи с востока, зимой – западные, приносящие мороз и холод. Таким образом, климат Терско-Кумской низменности имеет засушливый аридный и полуаридный характер с жарким летом и холодной зимой. Ближе к морю он заметно смягчается, становится более влажным. аспределение осадков в Терско-Сулакской зоне неоднородно: наблюдается их увеличение с востока на запад и севера-востока

на юго-запад. Минимальные осадки – 175-250 мм/год – на северо-востоке, на о. Чечень, максимальные – в западной части, в верховьях предгорных рек – от 400 до 600 мм/год. В прибрежной зоне увеличение количества осадков идет в южном направлении, так, в Махачкале, где наблюдения ведутся более ста лет, среднегодовые величины осадков изменяются в пределах от 250 до 500 мм/год.

Рассмотрим изменение температуры и осадков за тридцатилетний период в крупных населенных пунктах Северного Дагестана, где существуют многолетние достоверные метеорологические наблюдения. Линейные тренды абсолютных температур воздуха отражают увеличение температуры в среднем на 1,3°C по всей площади СДАБ, за исключением Махачкалы, где изменение среднегодовой температуры незначительно и составляет 0,5°C (рис.1). Анализ соответствующих линейных трендов суммарных годовых осадков (рис.2) показывает, что прямо пропорциональная зависимость между увеличением температуры и осадков прослеживается только для Махачкалы и Хасавюрта, т.е. для прибрежных территорий и территорий с высокими гипсометрическими отметками Терско-Сулакской низменности. В остальных же случаях суммарное годовое количество осадков почти не изменилось или незначительно снизилось.

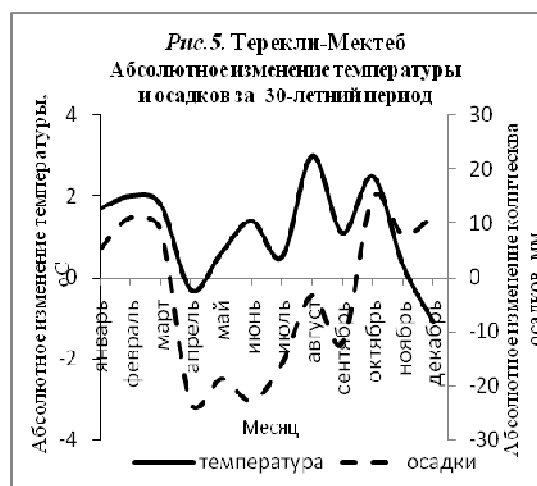
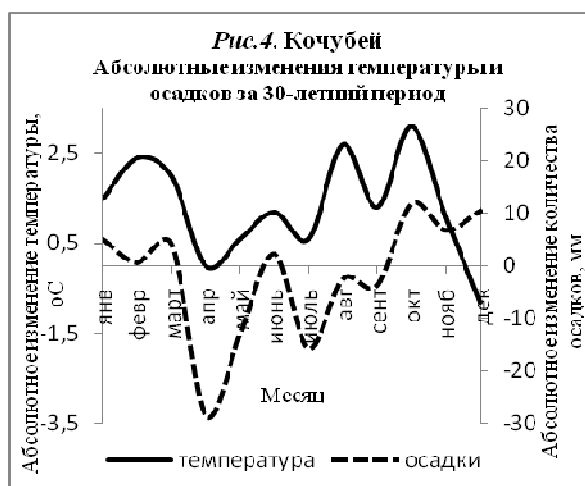
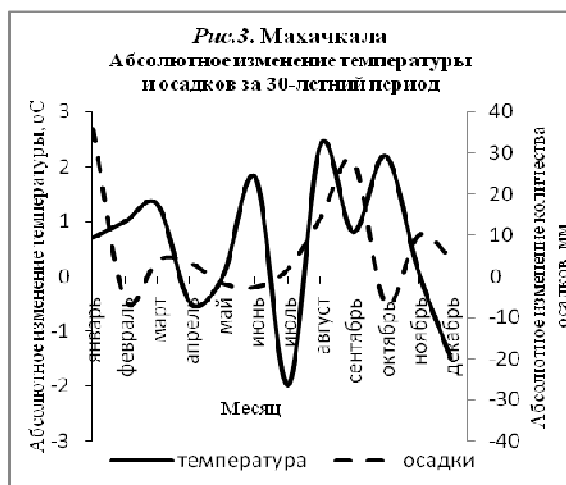
Наряду с приведенными выше показателями среднегодовых температур воздуха и суммарных осадков, необходимо установить, как абсолютные изменения этих величин распределены по месяцам, на какие месяцы приходится существенное увеличение и уменьшение температуры и осадков (рис.3 – рис.5).



На рис.3 можно видеть, что, хотя среднегодовое изменение температуры по Махачкале составило 0,5°C, температура августа повысилась на 2,5°C, октября – на 2,2°C при снижении температур июля и декабря. Максимальные среднесуточные температуры воздуха, приходящиеся в Махачкале на июль месяц (24,5°C), снижаются до 22,5°C, а температурный максимум смещается на август месяц и составляет 26,9°C. Минимальные среднесуточные температуры воздуха в Махачкале наблюдались в январе (-1,2°C), теперь же этот минимум температур смещается на декабрь месяц, а январская среднесуточная температура поднялась до 0,7°C. Т.о. за 30-летний период климат Махачкалы изменился в сторону более «мягкой» зимы и более жаркого лета.

Аналогично дело обстоит и с другими населенными пунктами: максимальные приросты температур приходятся на август и октябрь (кроме Южносухокумска) и температурный максимум смещается на август месяц, повышение же январской и февральской температур переносит температурный минимум на декабрь месяц (табл.1). Изменение средних годовых осадков дает положительную корреляцию с изменением температуры на территории СДАБ, если учесть распределение коэффициента увлажненности по площади (табл.1). При рассмотрении изменения осадков по месяцам, следует отметить их существенное повсеместное уменьшение в апреле при том, что температуры апреля повсеместно остаются неизменными. Важным обстоятельством является значительное уменьшение осадков в **Терско-Кумском междуречье**, приходящееся на период с апреля по сентябрь месяц (рис.4,5), когда температуры рекордно жарких летних месяцев повышаются в среднем на 2°C (и на 3°C в Терекли-Мектебе), т.е. имеет место сезонная отрицательная корреляция температур и осадков. В работах [2] показывается, что именно территория Терско-Кумского междуречья, характеризующаяся отсутствием естественного поверхно-

стного стока, наиболее подвержена процессам опустынивания в результате суммарного воздействия ряда неблагоприятных факторов, в числе которых увеличение допустимых нагрузок на пастбища, интенсивная многолетняя эксплуатация артезианских вод и др..



Деграция биологических ресурсов, наступление песков увеличивает альbedo территории. При увеличении альbedo температура поверхности земли снижается, уменьшается конвекция, облачность и осадки, что приводит в свою очередь к дальнейшему увеличению альbedo [1], способствует ускоренной аридизации климата и опустыниванию засушливых земель. Таким образом, антропогенные изменения приводят к изменениям климата, который, в свою очередь, усиливает негативное воздействие на экосистему Терско-Кумского междуречья.

Для территории **Терско-Сулакского междуречья** характерны многочисленные мелкие озера, часть которых приурочена к дельтовым и пойменным областям двух крупных рек – Терек и Сулака, происхождение других связано с немногочисленными предгорными реками Акташ, Аксай, Ярыксу, Ямансу, Шураозень, которые не доносят свои воды до моря, заболачивая большие пространства равнины. Возрастающие объёмы добычи артезианских вод на этой площади компенсируются большим ресурсным потенциалом водосодержащей толщи, близостью областей питания плиоцен-четвертичных отложений, высокими градиентами пьезометрических уровней и скоростями фильтрации. Интенсивное таяние ледников и рост атмосферных осадков отражается на увеличении как поверхностного (сток Терека - на 120 м³/сек), так и подземного стока, способствуя пополнению запасов артезианских вод. Соответственно и уровень грунтовых вод остается достаточно высоким, получая подпитку и от поверхностных, и от подземных артезианских вод плиоцен-четвертичного комплекса.

Резюмируя сказанное, можно сделать вывод, что климатические изменения могут по-разному отразиться даже на примыкающих друг к другу площадях, какими являются Терско-Кумская и Терско-Сулакская области Северо-Дагестанского артезианского бассейна: если в первом случае к антропогенным факторам деградации территории присоединяется климатическая составляющая, усиливая неблагоприятное воздействие на экосистему в целом, включая

ресурсы подземных вод, то во втором, под воздействием климатических изменений сложилась благоприятная обстановка для питания подземных вод, снижающая риски для экосистемы, связанные с депрессиями в эксплуатирующихся водоносных горизонтах плиоцен-четвертичных отложений.

Литература

1. Золотокрылин А.Н. Климатическое опустынивание. М.: Наука 2003.246с.
2. Щербуль З.З. Геоэкологическая оценка стабильности территории Северо-Дагестанского артезианского бассейна. Междунар. семинар "Возобновляемые источники энергии: Материалы и технологии". Махачкала, 2007г.
3. Щербуль З.З. Опустынивание как следствие снижения уровня грунтовых вод. Материалы научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа». Сб.тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 50, 2006г.

СЕКЦИЯ 5

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КАВКАЗА

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ ПУНКТЕ МАХАЧКАЛА 2007-2009 гг.

Алиев¹ И.А., Идармачев¹ Ш.Г., Алиев² М.М., Идармачев¹ А.Ш., Идрисов¹ И.А.

¹Институт геологии ДНЦ РАН, ²Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Аннотация

Анализируются данные режимных наблюдений за вариациями кажущегося сопротивления (КС) горных пород, полученные на геофизической станции «Георезистор» пункт Махачкала. Для выяснения природы наблюдаемых вариаций КС на пункте проведен анализ данных режимных наблюдений: с изменением атмосферного давления и осадков, температуры, уровня Каспийского моря и вариацией сейсмичности за исследуемый период.

Пункт наблюдения *Махачкала* расположен в парковой части территории Института Геологии Дагестанского НЦ РАН. Породы в районе измерительного пункта состоят из переслаивающихся слоев суглинков и супесей до глубины 24 м. Ниже залегают органогенные известняки сарматского возраста. Уровень грунтовых вод расположен на глубине 4,0-4,5 м. До берега Каспия около 2 км. Естественно, возникает вопрос, не связаны ли вариации КС с изменением уровня в Каспии. Годовые изменения уровня Каспия за 2006-2010 гг. представлены на рис.1. Как видно из рисунка, уровень моря меняется в среднем в пределах 40 см.

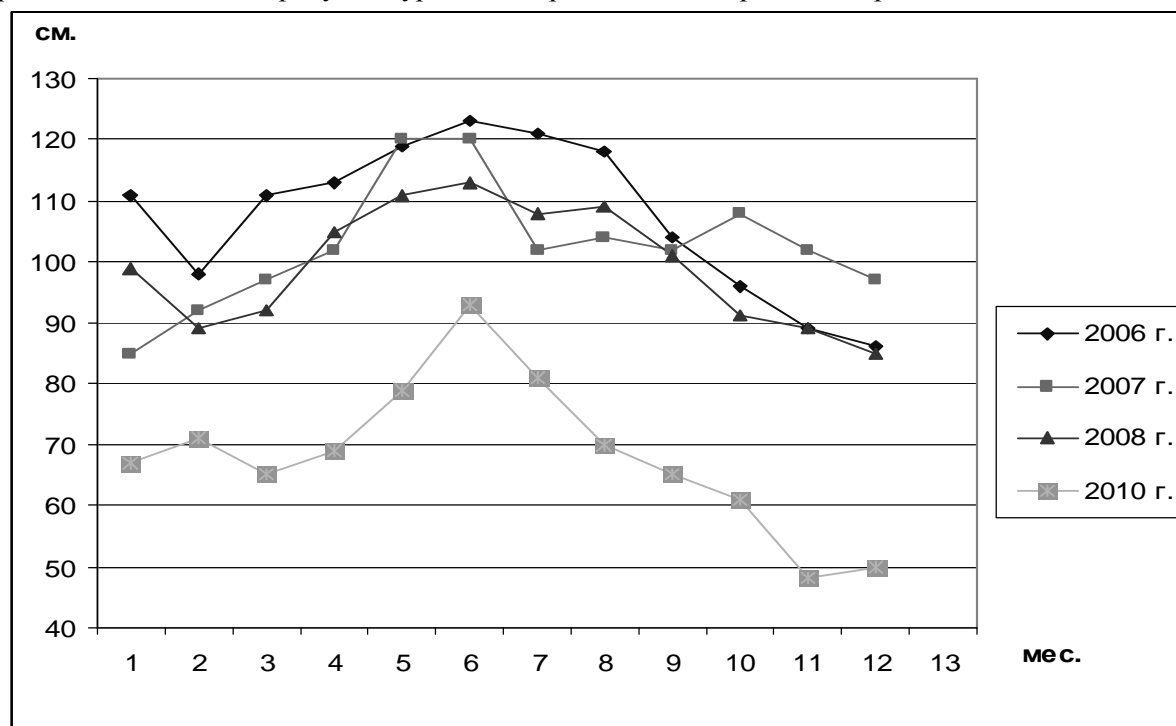


Рис.1 Изменения уровня Каспийского моря за 2006 – 2010 гг.

Максимальный уровень приходится на июнь месяц пик паводковых вод. Вариации (КС) горных пород за рассматриваемый период представлены на рис.2. На рисунке видны медленные и импульсные изменения КС за анализируемый период. КС за этот период медленно уменьшилось на 12 %. Максимумы паводков приходятся на июнь, июль и по вариациям КС можно сказать, что не изменение уровня моря оказывает основное влияние. Обводнение горных пород вызывает уменьшение КС, и это уменьшение должно было остановиться, ведь уже в августе уровень моря такой же, как до паводка. Ранее мы отмечали, что вариации КС на измерительном пункте *Махачкала* испытывают сезонность [1] с высоким коэффициентом корреляции $k > 0,6$. В исследуемый период, каждые полгода наблюдается рост КС, а вторые полгода

его падение, как и уровня Каспия. Однако, это случайное совпадение т.к. при рассмотрении вариаций КС за предыдущий период (2003-2006 гг.) таких совпадений нет.

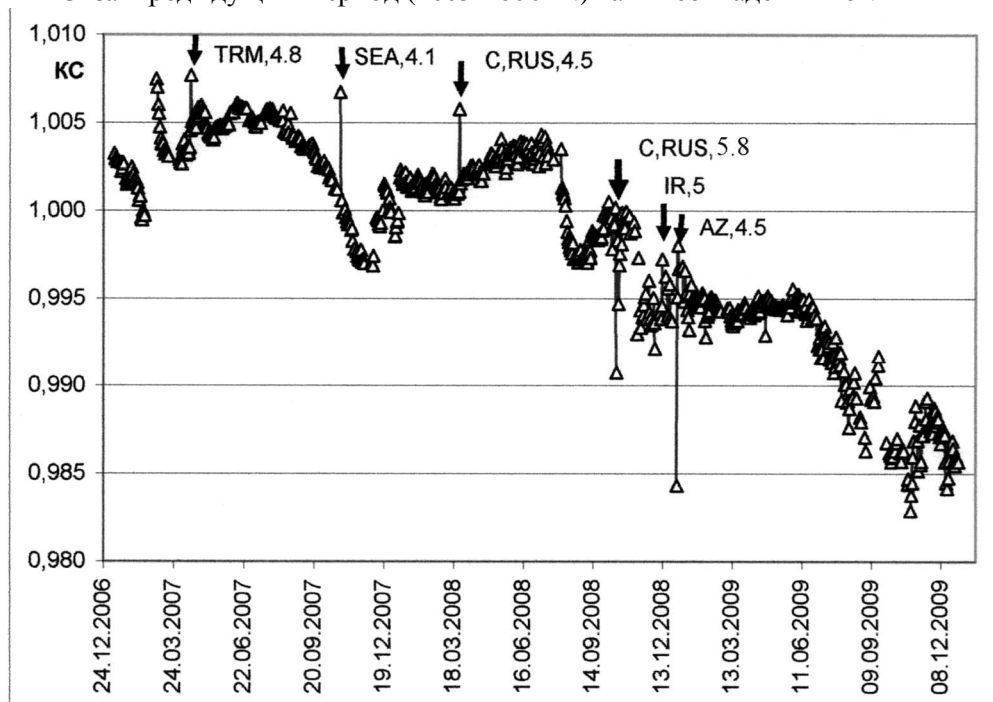


Рис.2 Вариации КС на пункте Махачкала за 2007 – 2009 гг.

Рассмотрим, как изменялся уровень Каспийского моря за последние 100 лет. Как видно из рисунка рис.3 наблюдается медленное снижение уровня, продолжавшееся около 80 лет, прерывающееся периодически на короткий период незначительным увеличением. За это время (1970 – 1980) произошло заметное увеличение сейсмической активности Восточного Кавказа. В 1980 - 1995 гг. уровень повышается, а затем до 2000 г. понижается. С периодичностью 10 лет уровень моря находится в локальном максимуме.



Рис.3 Изменение уровня Каспийского моря 1900-2010 гг.

Если рассматривать Каспийское море как очень большую скважину с глубиной около 1 км., то логично, что изменение уровня Каспия есть результат изменения гидро-

геодеформационного (ГГД) поля. Изменение динамической нагрузки вызываемой сезонным колебанием уровня Каспия намного меньше изменения геодеформационного поля вызываемых геологическими процессами в окрестностях Каспийского моря (Большого и малого Кавказа, движения Аравийской плиты и Турецкой, Иранской субплит). Изменение геодеформационного поля вызывает колебание уровня Каспия, а не наоборот. Не изменение уровня Каспия, а изменение геодеформационного поля вызывают и вариации КС.

Рассмотрим, какое влияние оказывают на вариации КС атмосферные осадки, температура и атмосферное давление. Ранее мы неоднократно отмечали [2,3], что только осадки, превышающие 100 мм в месяц, оказывают влияние на вариации КС. На сентябрь 2009 г. приходится максимум осадков за исследуемый период, что и отмечается на кривой вариаций КС его минимальным значением.

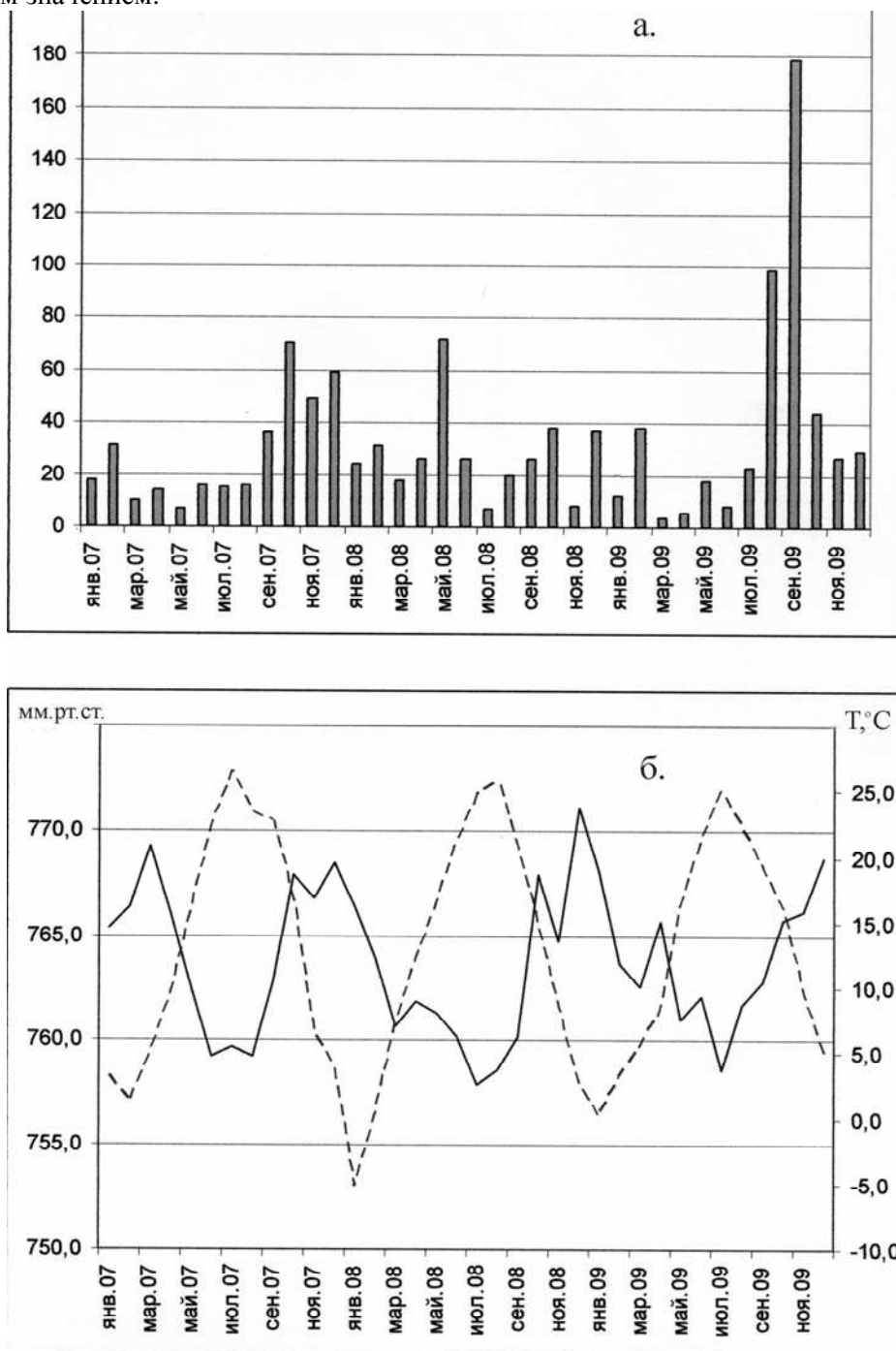


Рис.4 Атмосферные осадки (а), атмосферное давление (б) и изменение температуры (б,--)

Максимальные и минимальные значения атмосферного давления и температуры находятся в противофазе, что естественно, чем выше температура, тем меньше атмосферное давление. С максимумом температур связан и максимум паводковых вод.

Рассмотрим, как менялась сейсмическая активность в окрестностях Каспийского моря. Выберем область по широте (N) от 34,6 до 45,6 и долготе (E) от 41,7 до 53,6 (град).

Землетрясения магнитудой 4 и более и глубиной очага от 4 до 40 км. В область входят Кавказ, Каспийское море и части Турции, Ирака, Ирана и Туркменистана.

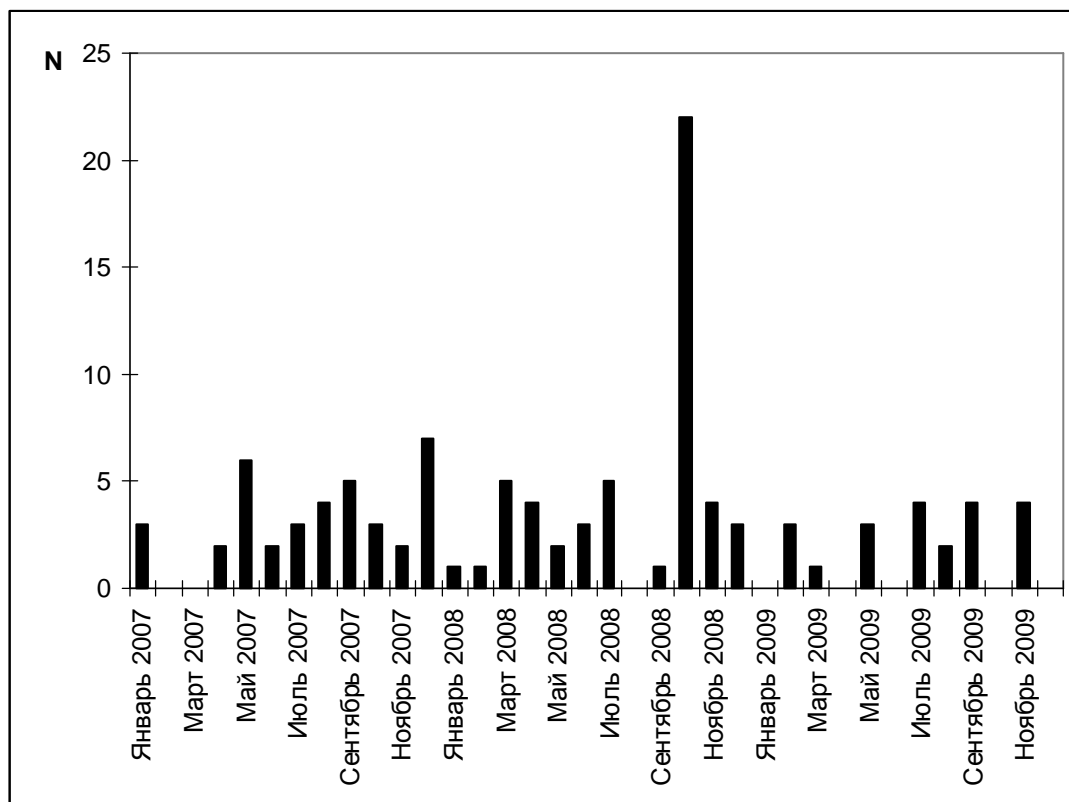


Рис.5 Сейсмические события в выбранной области (M>4) 2007-2009 гг.

За указанный период произошли сейсмические события представленные на рис.5.

Отмечается всплеск сейсмической активности (22 землетрясения, октябрь 2008 г. регион: Кавказ, Россия). Влияние этого всплеска мы и наблюдаем в вариациях КС на рис.2, его импульсный разброс значений в этот период. Импульсные изменения КС на рис.2 это не ошибка эксперимента, каждому скачкообразному изменению КС соответствует сейсмическое событие.

Проведенный анализ позволяет нам сделать следующие выводы:

1. Изменения уровня Каспийского моря не влияет на вариации КС.
2. Одна из причин вариаций КС изменение геодеформационного поля.
3. Значительные осадки (более 100 мм./мес.) приводят к медленному уменьшению КС

Литература

1. Алиев И.А., Алиев М.М. и др. Синхронные наблюдения вариаций кажущегося сопротивления горных пород на сети пунктов в сейсмоактивной области /Мониторинг и прогнозирование природных катастроф./ Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып.56, Махачкала, 2010. С. 171-175.
2. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М. и др. Краткосрочные вариации кажущегося сопротивления горных пород перед сильными землетрясениями Каспийского региона / Сб. трудов Института геологии ДНЦ РАН. Махачкала.- 2006.- №50. стр.272-275.
3. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М. и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в районе Дмитровского нефтегазового месторождения Дагестана /Сб. трудов Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала.- 2007.- №51. стр.59-62.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНА

Алиев¹ И.А., Идармачев¹ Ш.Г., Алиев² М.М., Саидов¹ О.А., Магомедов¹ А.Г., Идармачев¹ А.Ш.
¹ Институт геологии ДНЦ РАН, ² Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Аннотация

Проведен комплексный анализ данных геофизических и геохимических наблюдений полученных в 2010 году на сети станций Института геологии ДНЦ РАН. Отмечается хорошая корреляция между полученными данными и изменением сейсмической активности в регионе.

Сеть исследовательских станций ИГ ДНЦ РАН состоит из: стационарных пунктов *Махачкала, Турали, Изберг и Чиркей* где проводятся непрерывные измерения кажущегося сопротивления (КС) горных пород; стационарных пунктов отбора проб для непрерывных наблюдений за вариациями гелия *Какашюра, Заузенбаши и Чиркей* вариации водорода в приземной атмосфере (временно не работает); опорных точек наблюдений составляющих постоянного магнитного поля земли (2 измерения в месяц) около эксплуатируемых Чиркейской и Ирганайской и строящейся Гоцатлинской ГЭС рис.1.



* - пункты наблюдений за вариациями КС, \diamond - пункты геохимических наблюдений, \triangle - пункты наблюдений составляющих постоянного магнитного поля Земли.

Рис.1 Исследовательская сеть Института геологии ДНЦ РАН:

Нами были проанализированы все сейсмические события магнитудой 4 и более, которые произошли на территории от Черного моря до восточного берега Каспия и по широте (N) от 34 до 46 (град) за 2010 год, которые должны были, по нашему мнению, отразиться на исследуемых параметрах на нашей сети. На рис.2 представлены все отобранные нами сейсмические события за выбранный период. Эти сейсмические события можно условно разбить на 4 группы. Первая группа событий с января по март происшедших на территории Ирана и Азербайджана, за ним следует месяц затишья. Вторая группа событий с апреля по июль, происшедших на территории Азербайджана, Грузии, Кавказа (Россия) и Туркменистана. За ним следует 4 месяца затишья, с одним событием магнитудой $M=5,2$ в Туркменистане. И последняя группа событий с конца октября до конца года, происшедших на территории Ирана, Ирака, Азербайджана, Грузии, Кавказа (Россия) и Туркменистана. Наблюдается последовательное движение эпицентров землетрясений с юга на север и северо-восток. Можно сказать, что наблюдается волнообразное движение эпицентров. Начинается процесс в Иране, затем движение эпицентров на север и северо-восток, заканчивается процесс «движения волны» в Туркменистане. Затем все опять повторяется. Особенностью района исследований является то, что пункты наблюдений вариаций КС расположены в зоне крупного разлома Кавказа (Срединный разлом), простирающегося вдоль западного побережья Каспийского моря и поворачивающего на запад в районе Дагестанского клина. Возможно, в зонах вдоль разлома и происходит разрядка тектонических напряже-

ний вызванных давлением и движением Аравийской плиты на север[1]. На рис.3 представлен фрагмент 3-Д – модели Республики Дагестан, с расположением на ней пунктов GPS с нанесенными векторами смещения блоков [2]. Наглядно видна общая северо-восточная тенденция направления смещения блоков. Которая, по нашему мнению, является доказательством верности нашего предположения.

Проанализируем, как отражаются эти сейсмические события на результатах геофизических и геохимических наблюдений нашей сети станций. На рис.4 представлены вариации КС на сети стационарных пунктов *Махачкала, Турали, Изберг и Чиркей*.

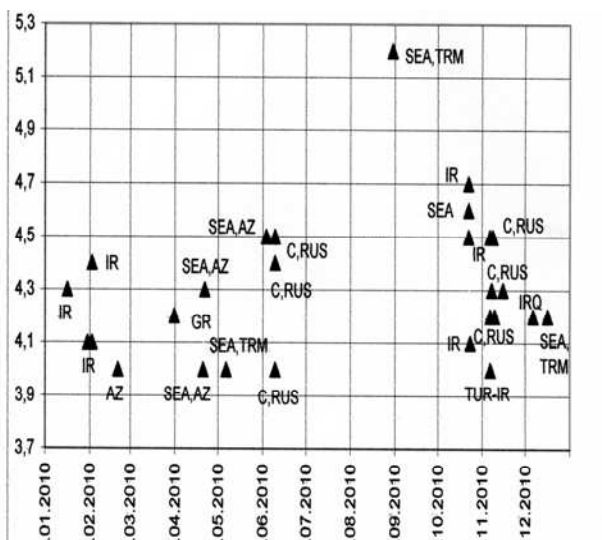


Рис.2 Сейсмичность в выбранной области с $M = 4$ и более.

Наблюдаются медленные и импульсные изменения КС на всех пунктах. Медленные изменения КС на пунктах, визуально попарно, *Турали – Изберг и Махачкала – Чиркей* находятся в противофазе с хорошей корреляцией, а между импульсными изменениями на пунктах нет корреляции. Корреляционный анализ полученных рядов данных показал (табл.1), что только на пунктах *Махачкала – Чиркей* наблюдается хорошая взаимная корреляция $K = 0,6$.

Таблица 1

Коэффициенты корреляций рядов данных сети станций за 2010 г.

	Махачкала	Турали	Изберг	Чиркей
Махачкала	*	0,17	- 0,29	- 0,57
Турали	0,17	*	- 0,13	0,07
Изберг	- 0,29	- 0,13	*	0,35
Чиркей	- 0,57	0,07	0,35	*

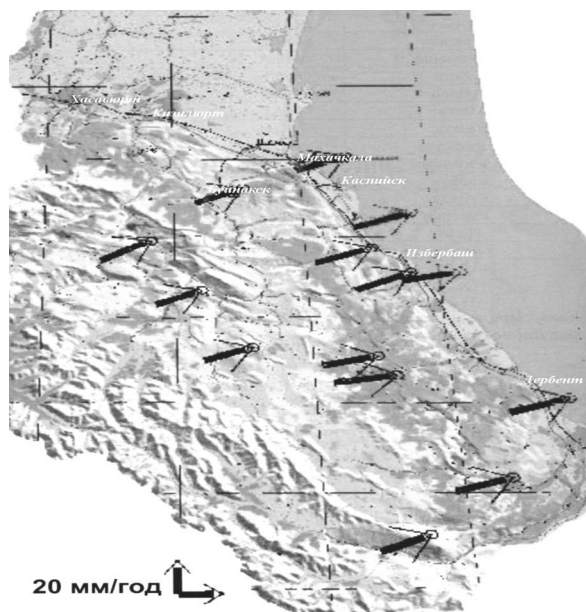


Рис.3 Фрагмент 3D- модели Республики Дагестан с векторами смещений блоков[2]

Импульсные изменения КС на сети станций индивидуальны, отражая, видимо, особенность геологического строения и разломно блоковую структуру в районе наблюдательного пункта. На пункте *Чиркей* в конце августа отмечается значительное импульсное изменение КС, которое не так заметно на других пунктах. Это связано с тем, что борта водохранилищ, из-за процессов обводнения, обладают повышенной чувствительностью к изменению геодеформационного поля, что и проявилось в вариациях КС. В этот период, на востоке Каспия в Туркменистане произошло землетрясение с $M=5,2$. На пункте *Махачкала* в этот период пробел в записях, а пункте *Турали* изменения КС около 7%. В районе пункта *Изберг* проходит какой-то сложный геологический процесс, здесь сходятся несколько разломов. На рис.3 отмечена высокая плотность векторов смещений блоков в окрестностях этого измерительного пункта. Скачкообразным, импульсным изменениям КС соответствует скачкообразное изменение напряженно-деформированного состояния среды вдоль зон разломов. Геохимические данные нашей сети, полученные на пунктах *Какашюра* и *Заузенбаши* дисперсии вариаций остатка (разброса) гелия за 2010 год, представлены на рис.5.

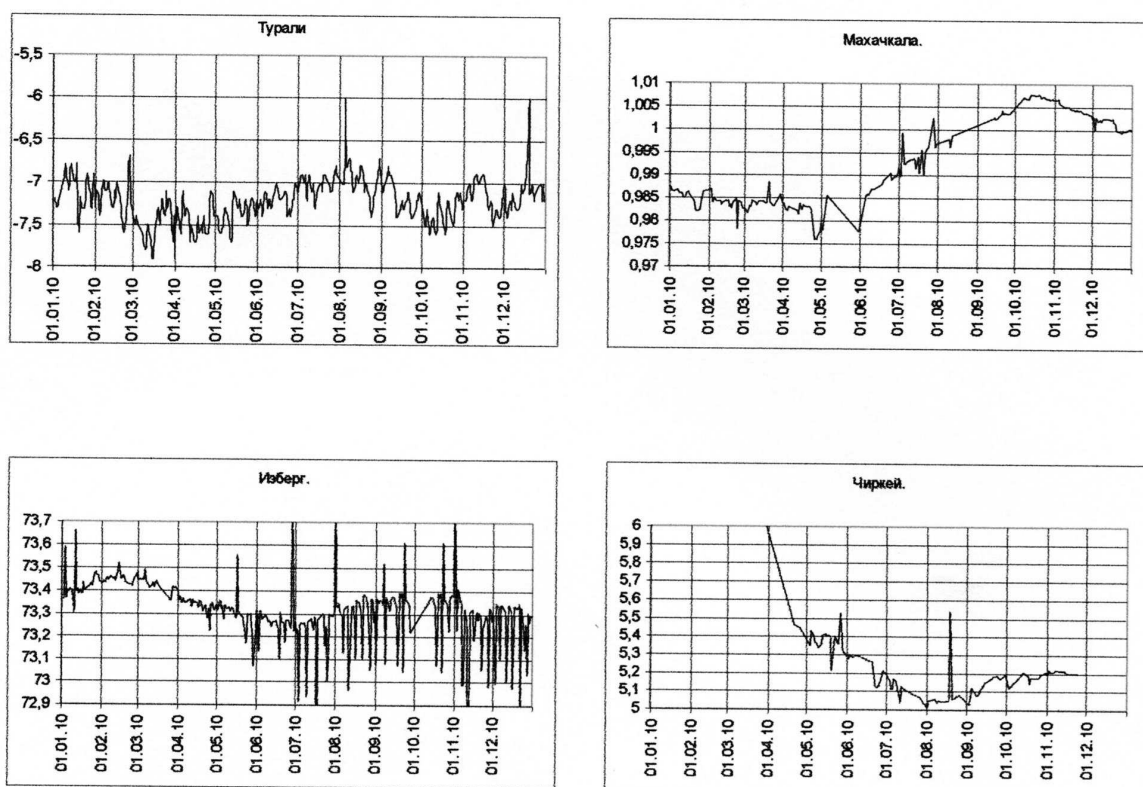


Рис.4 Вариации КС горных пород на сети станций за 2010 г.

Как видно, сейсмические события, приурочены к моменту спада дисперсии вариаций гелия или к ее минимальным значениям, хотя в некоторых случаях длительности аномалий гелия перед сейсмическими событиями, отличаются. В большинстве случаев, сейсмическим событиям сопутствует соответствующее повышение и последующий спад величины дисперсий гелия. Сравнение дисперсий вариаций по гелию на пунктах *Заузенбаши* и *Какашюра* показывает некоторое подобие в закономерностях воздействия сейсмических событий на различные по реологическим свойствам системы (в данном случае на горный массив и на подземные водно-газовые системы).

Результаты проведенных режимных наблюдений показывают, воздействие сейсмических событий на вариации гелия газовой составляющей скважин *Заузенбаши* и *Какашюра* (скв.Бэкенез). В ряде случаев, эти изменения являются предвестниковыми.

Изменения гидрогеодеформационного (ГГД) поля уверенно фиксируются вариациями геохимических параметров, однако по сравнению с вариациями геофизических параметров обладают отставанием, или отставанием в проявлении изменений ГГД поля.

Наблюдения составляющих постоянного магнитного поля земли около эксплуатируемых Чиркейской и Ирганайской и строящейся Гоцатлинской ГЭС мы не использовали в анализе, из-за незначительного количества данных.

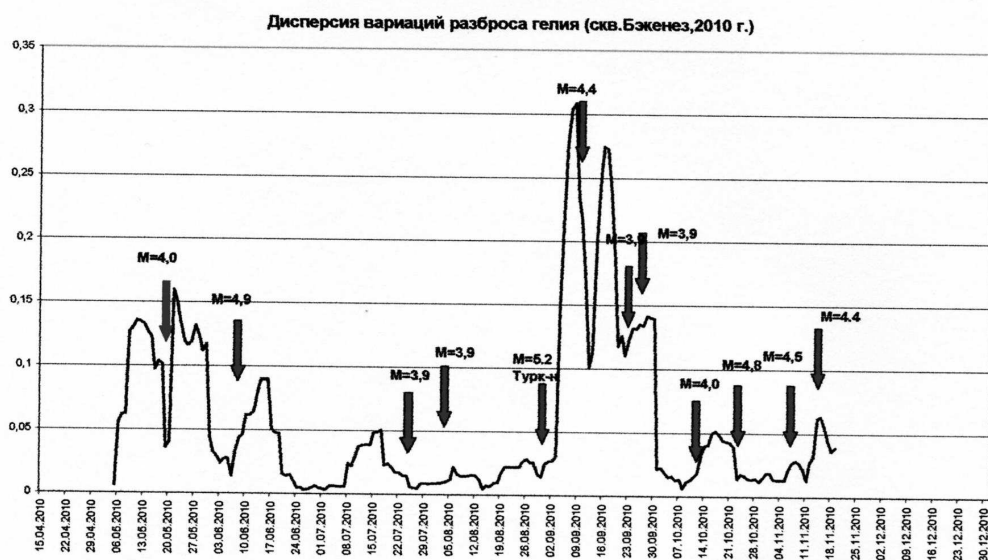
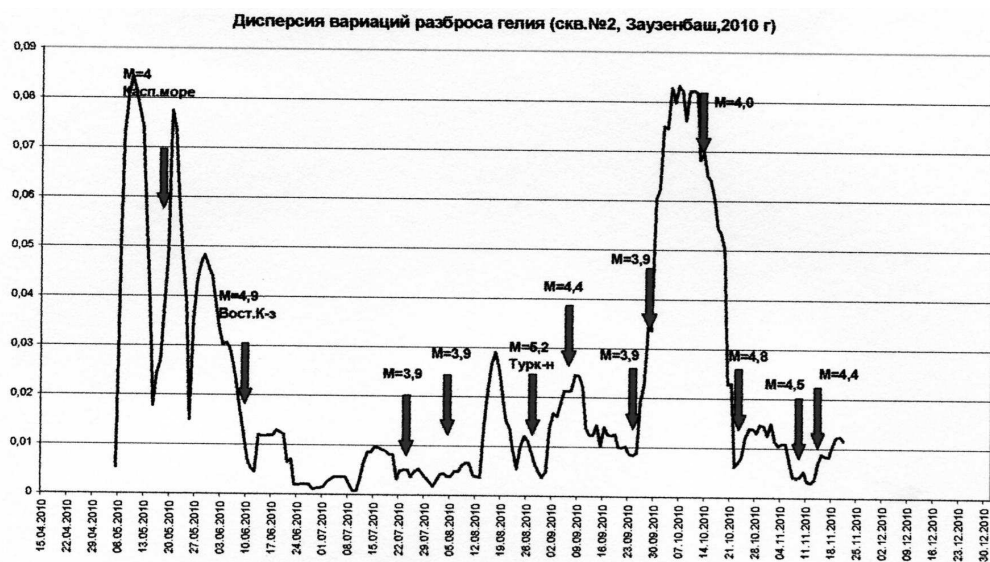


Рис.5 Дисперсия вариаций разброса гелия на пунктах *Заузенбаши* и *Какашюра* (скв.Бэкенез).

На основе проведенного комплексного анализа геофизических, геохимических параметров и сейсмической активности в рассматриваемой области можно сделать следующие выводы:

1. Изменения геодеформационного поля проявляются в вариациях геофизических и геохимических параметров. Вариации геохимических параметров по сравнению с вариациями геофизических параметров обладают инерционностью, запаздыванием в проявлениях.

2. Наблюдается последовательное движение эпицентров землетрясений с юга на север и северо-восток, своеобразное волнообразное движение эпицентров. Возможно, в зонах вдоль разлома и происходит разрядка тектонических напряжений вызванных давлением и движением Аравийской плиты на север.

3. Результаты проведенных режимных наблюдений показывают, воздействие сейсмических событий на вариации гелия газовой составляющей скважин.

В ряде случаев, эти изменения являются предвестниковыми.

Литература

1. Ш.-С.О. Абдулаев, И.А.Алиев, Ш.Г. Идармачев, Н.Т. Романов Связь вариаций электрического сопротивления горных пород с сейсмичностью на территории Дагестана. // Вестник ДНЦ РАН. № 7. 2000. с.37-40.
2. Н.М. Булаева, О.Н. Талаганов Спутниковый мониторинг современных геодинамических движений на территории Дагестана // НТЖ Мониторинг. Наука и Технологии. № 1(2). 2010, с.27-35.

ИЗОМОРФИЗМ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ В МИНЕРАЛАХ (НА ПРИМЕРЕ СЛЮД)

Гусейнов А.А.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, e-mail: guseinov_abdulla@mail.ru

Состав слюд рассматривается как важный типохимический параметр при решении различных петрогенетических задач, так как состав слюд является чутким индикатором различных условий минералообразования [1], поэтому изучение характера взаимосвязи между электропроводностью минералов и их химическим составом приобретает важное значение для получения дополнительной информации о геологических процессах.

Внимание, уделяемое в последнее время слоистым силикатам, в том числе и слюдам, связано с возможностью их широкого научного и практического применения, а именно: создание на основе низкоразмерных, в том числе и слоистых структур, малогабаритных энергоёмких источников электричества [2]; перспектива использования слоистых силикатов как нового вида материалов для создания суперионных проводников [3], ионопроводящих композитов [4]; для создания нанокompозитов на основе полимеров и слоистых силикатов [5]; а также использование способности слоистых силикатов, за счет активного межслоевого пространства, поглощать ионы тяжелых металлов, в технологиях захоронения радиоактивных отходов [6]. Из перечисленного следует, насколько важна постановка всестороннего комплексного исследования слоистых силикатов.

Слюды являются достаточно распространенными минералами земной коры, область их существования распространяется от дневной поверхности до глубин 120-150 км, что говорит о стабильности слоистых структур в процессах эндо- и экзогенного минералообразования [7], также слюды являются породообразующими минералами многих изверженных, метаморфических и осадочных пород. Слюды, по причине большой устойчивости структуры, являются весьма четким индикатором химизма и физических условий среды кристаллизации.

Явление изоморфизма, широко развитое в слюдах, определяется как способность близких по свойствам атомов замещать друг друга в кристаллах и минералах. Для рассматриваемых в сообщении главных представителей слюд – биотитов, флогопитов и мусковитов характерно идентичное построение кристаллической решётки, Их основной структурной единицей является слой, в котором сетка катионов в октаэдрической координации заключена между двумя сетками кремнекислородных тетраэдров. Атомы кислорода, находящиеся в вершинах тетраэдров, связываются с атомами октаэдрического слоя, это Al в случае мусковита и Fe или Mg в случае биотита или флогопита. Внутри октаэдрической сетки располагаются также группы гидроксидов, связанные только с атомами Al, Mg или Fe. Благодаря такому размещению катионов в сетках получается двойной прочно связанный силикатный пакет, обе внешние поверхности которого представлены основаниями тетраэдров. В кремнекислородной сетке часть ионов кремния может замещаться на алюминий, вследствие чего в слое создается несбалансированный отрицательный электрический заряд.

Такие слои связываются между собой межслоевыми катионами K, Na, Ca и др., которые являются компенсаторами зарядов и выполняют функцию сохранения электронейтральности кристалла. Силы, действующие внутри слоев, значительно сильнее, чем между ними, вследствие чего для слюд характерна совершенная спайность по плоскостям, параллельным слоям. Благодаря однотипности строения все минеральные разновидности слюд имеют ряд общих свойств. Все они кристаллизуются в моноклинной системе и имеют гексагональный облик кристаллов. Они обладают малой твердостью и являются высокоомными диэлектриками.

При сравнительном исследовании удельной ионной электропроводности σ слюд было установлено, что в порядке уменьшения σ они располагаются в следующем порядке: биотиты, флогопиты и мусковиты [8]. Анализ комплекса характеристик исследованных минералов, а также литературного материала по кристаллохимическим особенностям слюд приводит к заключению о существенной роли изоморфных катионов, слагающих слюды, в формировании их электрических свойств.

Физическая природа дифференциации рассматриваемых слюд по проводимости отчетливо выявляется при сравнении их катионного состава. Как известно, характерной особенностью биотитов, флогопитов и мусковитов, при общности построения кристаллической решетки, является заселенность октаэдрических позиций соответственно катионами железа Fe^{2+} (ионный радиус $r_k = 0.80 \text{ \AA}$), магния Mg^{2+} ($r_k = 0.74 \text{ \AA}$), и алюминия Al^{3+} ($r_k = 0.57 \text{ \AA}$). Как видно из приведенного материала, проводимость слюд возрастает в соответствии с увеличением значений

ионных радиусов главных петрогенных катионов, вследствие расширения структуры при увеличении r_k , так как при этом энергия катион – анионного взаимодействия, зависящая от межатомного расстояния и определяющая энергию кристаллической решетки, будет минимальная в биотитах, по сравнению с флогопитами и мусковитами, вследствие преобладающего содержания катионов Fe^{2+} в октаэдрическом слое. Результаты исследования показывают, что и внутри каждого минерального вида рассматриваемых слюдов наблюдается стимулирующее возрастание электропроводности влияние катионов Fe^{2+} . Это обусловлено тем, что вследствие изоморфных замещений ионы железа занимают в октаэдрах позиции соответственно магния и алюминия, образуя во флогопитах и мусковитах «биотитовые» зоны, влияющие на свойства кристаллов. Тенденция к расширению структуры кристаллов вследствие возрастания межатомного расстояния вытекает из уравнения для энергии решетки кристаллов (уравнение Капустинского)

$$U = 1200,5 VZ_+ Z_- / (r_k + r_a) [1 - 0,35 / (r_k + r_a)],$$

где V – число ионов в одной формульной единице, Z_+ , Z_- и r_k , r_a – соответственно валентности и ионные радиусы катиона и аниона. Энергия кристаллической решетки U определяется как суммарная потенциальная энергия взаимодействия зарядов ионов, образующих структуру. Поэтому при увеличении ионного радиуса эта энергия взаимодействия уменьшается, что приводит к расширению структуры.

Как известно из минералогии, одной из особенностей биотитов является существование непрерывного изоморфного ряда биотит – флогопит, условная граница с флогопитом отвечает отношению $Mg:Fe < 2:1$. Вполне очевидно, что в этом ряду происходит постепенное нарастание преобладания магния над закисным железом от биотита к флогопиту. Наши исследования показали наличие электрического аналога этого изоморфного ряда: существует взаимосвязь между электропроводностью и соотношением между двухвалентными катионами железа и магния в триоктаэдрических слюдах. На рис. приведена зависимость между логарифмом удельной электропроводности (при 200 и 950 °С) и соотношением FeO/MgO для 20 образцов биотитов, которая показывает существование достаточно хорошей положительной корреляции между этими параметрами минералов.

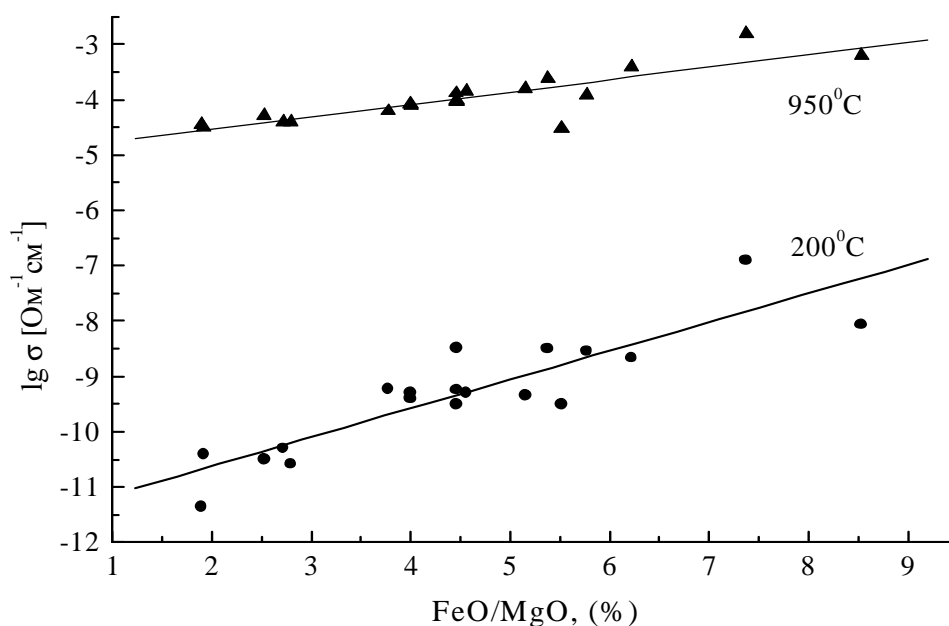


Рис. Зависимость изменения удельной электропроводности от вариации соотношения FeO/MgO в биотитах

Анализ наших результатов и литературного материала позволяет провести некоторую геохимическую интерпретацию зависимости $lg \sigma = f(FeO/MgO)$ для биотитов. Так, например, распределение элементов при условиях магматической кристаллизации гранитов приводит к тому, что биотиты нормальных гранитов имеют повышенное содержание Mg по отношению к биотитам из гранитов более поздних формаций [9]. При интерпретации зависимости электропроводности от содержания магния с учетом отмеченного факта для биотитов более поздних формаций более вероятны повышенные значения проводимости; на графике $lg \sigma = f(FeO/MgO)$ точки, отражающие эти образцы, будут располагаться в правой части рисунка. Этот факт свидетельствует, что электропроводность является типоморфным свойством биотитов.

Литература

1. Гордиенко В.В., Семёнова Т.Ф., Симакова Ю.С. Состав и политипизм алюминиевых слюд в гранитных пегматитах // Минералогический журн. 1991. Т. 13. № 5. С. 67-84.
2. Whittingham M.S. Hydrogen motion in oxides: from insulators to bronzes // Solid State Ionics. 2004. V. 168. № 3-4. P. 255-263.
3. Мельников В.С., Павлишин В.В. Минералы как возможные прототипы высокотемпературных сверхпроводников // Минералогический журн. 1997. Т. 19, № 1. С. 3-12.
4. Bazan J.C., Garcia N.J., Dristas J.A., Spetter C.V. Ionic conductivity in montmorillonite-doped silver iodide // Solid State Ionics. 2004. V.170. № 1-2. P. 57-61.
5. Сагитова Е.А., Прохоров К.А., Николаева Г. Ю., Козлов Д.Н., Пашинин П. П., Антипов Е.М., Герасин В.А., В. А. Гусева М.А., Ребров А.В. Влияние наполнителя на ориентацию макромолекул полиэтилена в нанокompозитах полиэтилен/глина // Краткие сообщения по физике ФИАН. 2005. № 9. С. 3-15.
6. Kalinichenko E.A., Pushkarova R.A., Nach-Ali F.P., López-Galindo A. Tritium accumulation in structures of clay minerals // Clay Miner. 2002. V. 37. № 3. P. 497-508.
7. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2 // Литология и полезн. ископаемые. 1985. № 1. С. 3-16.
8. Гусейнов А.А. Зависимость электропроводности минералов группы слюд от их кристаллохимических особенностей // Физика Земли. 1998. № 5. С. 36-44.
9. Minarik L., Houdkova Z., Absolon K., Kollnerova Z. Geochemie biotitu karlovarskeho zuloveho masivu // Acta Montana. 1984. № 68. P. 33-44.

ИЗМЕНЕНИЕ ГЕОДЕФОРМАЦИОННОГО ПОЛЯ И ВАРИАЦИИ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ В СЕЙСМОАКТИВНОМ РАЙОНЕ ДАГЕСТАНА

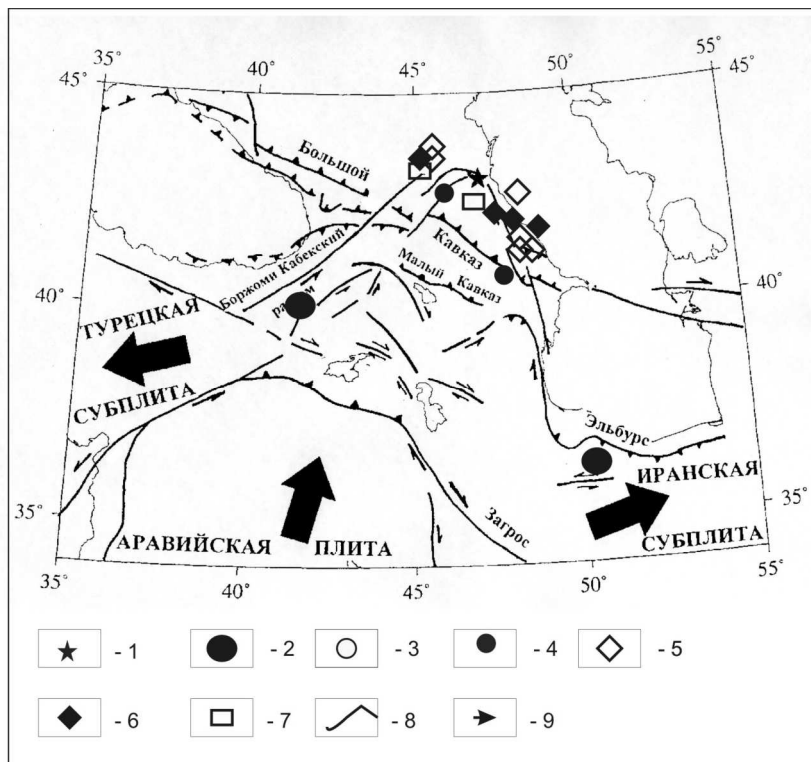
*Идармачев¹ Ш.Г., Алиев² М.М., Алиев¹ И.А., Магомедов¹ А.Г., Идармачев¹ А.Ш.
¹ Институт геологии ДНЦ РАН, ² Институт проблем геотермии ДНЦ РАН*

Для высокоточных измерений кажущегося сопротивления горных пород (КЭС) использовалась специально сконструированная авторами компьютерная станция «Георезистор» [1]. Для исключения помех экзогенного характера электрическое зондирование производилось в необсаженной скважине глубиной 27м. Для измерения использовался четырехэлектродный зонд с разносом питающих электродов АВ=6м. Приемные электроды располагаются в середине между питающими электродами. Пункт наблюдений приведен на рис.1 (координаты: 42.96° с.ш.; λ=47.50° в.д.). Породы, где пробурена скважина, состоят из водоупорных глин. Величина КЭС равна $\rho_k = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Уровень грунтовых вод располагается на глубине 3м от поверхности. Коренные породы, состоящие из Сарматских глин (N_{sm}) залегают на глубине 24м.

На рис. 2 приведен график нормированных среднесуточных значений КЭС за период 2003-2008гг. За период 10.03.2005-12.03.2006 измерения не проводились. Зарегистрированные вариации КЭС могут быть связаны с сезонными вариациями температуры, атмосферного давления, осадками и геодинамическими процессами в районе исследований, как локального, так и регионального характера. Анализ данных показал наличие слабой связи с атмосферными явлениями. Для осадков, величина коэффициента корреляции, $K=0,2$; для атмосферного давления и температуры – $K=-0,10$ и $K=0,16$. Отсутствие связи можно объяснить тем, что перекрывающие породы состоят из непроницаемых влажных глин, а дневная поверхность в районе расположения измерительного пункта заасфальтирована, поэтому осадки стекают в канализационную сеть. Для исследования связи с сейсмичностью района Дагестана и прилегающих территорий был сделан анализ землетрясений в районе исследований за период наблюдений 2003-2008гг.

На рис. 2 стрелками указаны сильные землетрясения $M > 6,0$, происшедшие в радиусе до 1000км от пункта наблюдения. Для этого использовался каталог землетрясений NEIC. На нем же приведены землетрясения $M \geq 4,5$, зарегистрированные в радиусе до 200км. Расположение эпицентров землетрясений приведено на рис. 1.

За первые два года произошли сильные землетрясения в радиусе до 1000км. Первые два толчка произошли 27.01.2003 ($M_w=6,1$, $\Delta=711\text{км}$) и 01.05.2003 ($M_w=6,4$, $\Delta=705\text{км}$) на границе с Турцией.



1- пункт наблюдений; 2- землетрясения за 2003 г.; 3 - за 2004 г.; 4- за 2005 г.; 5- за 2006 г.; 6- за 2007 г.; 7- за 2008 г.; 8- линии разломов; 9- направление движения субплит

Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений $M \geq 4.5$ в радиусе до 200 км и $M > 6.0$ в радиусе до 1000 км за период 2003-2008 гг.:

Третье землетрясение ($M_w=6.3$, $\Delta=842$ км) произошло 28.05.2004 в Иране на берегу Каспия. Данное землетрясение вызвало значительные разрушения в Иране и ощущалось на всей территории Дагестана и совпадает во времени с резким уменьшением КЭС с амплитудой $\Delta U/I=1.1\%$. Аномалий КЭС, совпадающих с отдельным землетрясением или серией слабых сейсмических событий не было отмечено.

В 2008г. 11 октября к северу от пункта наблюдения на расстоянии 104 км произошло Курчалойское землетрясение на границе Чечни и Дагестана с магнитудой $M=5.8$.

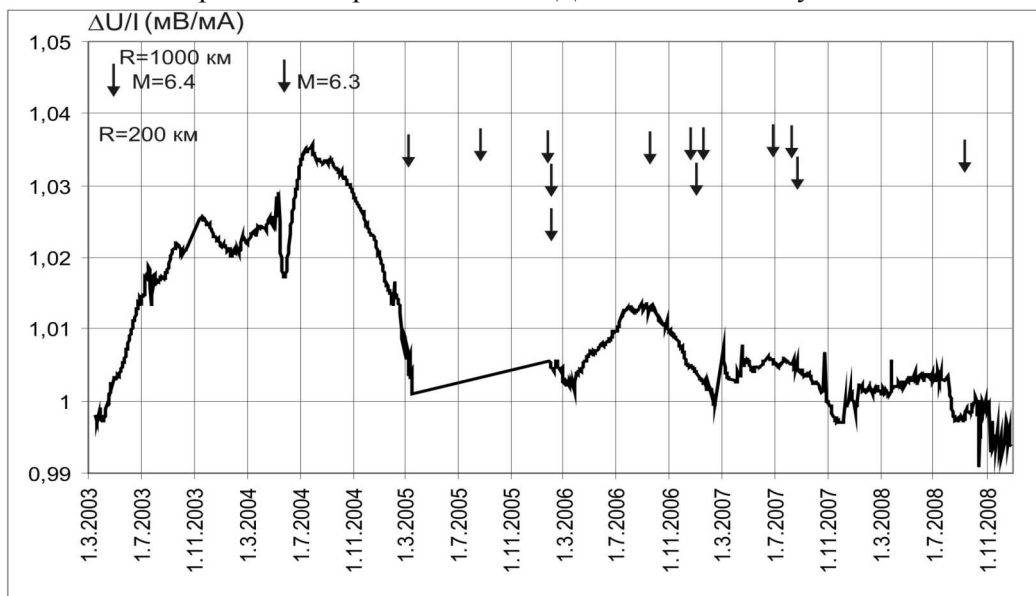


Рис.2. Вариации нормированных среднесуточных значений КЭС в скважине и распределение землетрясений $M \geq 4.5$, происшедших в радиусе 200км; $M > 6.0$ -1000км

Координаты главного толчка равны $[41.10^\circ$ с.ш., 26.40° в.д.]. Первые сутки после основного толчка произошли 4 сильных афтершоков с магнитудами $M=5.3 \div 4.6$. На рис. 3 видно, что перед землетрясением произошло аномальное уменьшение КЭС в течение 71 суток на 0.7%.

Уменьшение КЭС позволяет сделать вывод о том, что землетрясению предшествовал процесс растяжения земной коры, а сам толчок произошел на стадии его восстановления. После основного толчка и сильных афтершоков наблюдаются скачкообразные изменения КЭС, которые возможно связаны с процессом перераспределения упругих напряжений в афтершоковой области Курчалойского землетрясения.

По амплитуде аномалии КЭС перед Курчалойским землетрясением была сделана оценка тензочувствительности для установки «Георезистор» по известной формуле Добровольского[2]:

$$\Delta\varepsilon/\varepsilon = \frac{10^{1.3\tilde{E} - 8.19}}{r^3} \quad (1)$$

где $\Delta\varepsilon/\varepsilon$ – величина относительной деформации горных пород на эпицентральной дистанции r ; M – магнитуда землетрясения. Подставляя численные значения $M=5.8$; $r=104$ км имеем $\Delta\varepsilon/\varepsilon=2 \times 10^{-7}$.

Формула для вычисления тензочувствительности имеет вид:

$$K_{\text{тенз.}} = \frac{\Delta\rho/\rho}{\Delta\varepsilon/\varepsilon} \quad (2)$$

где $\Delta\rho/\rho$ – относительное изменение КЭС. Подставляя численные значения $\Delta\rho/\rho=0.0033$; $\Delta\varepsilon/\varepsilon=2 \times 10^{-7}$ в формулу (2) получаем величину $K_{\text{тенз.}}=1.6 \times 10^4$. Очевидна необходимость уточнения данного коэффициента по мере накопления данных от других землетрясений, но для этого необходим достаточно длинный период наблюдений, десятки лет. Альтернативным способом определения $K_{\text{тенз.}}$ является извлечение керна в процессе бурения скважины для исследования в лабораторных условиях.

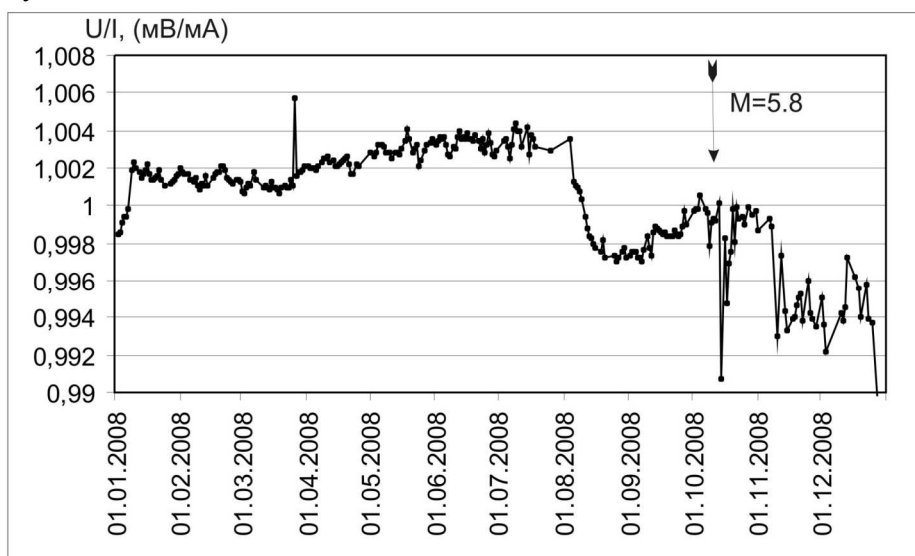


Рис. 3. Вариации нормированных среднесуточных значений КЭС в скважине до и после Курчалойского землетрясения в Чеченской Республике 11.10.2008г.

Таким образом, результаты длительных наблюдений, полученные установкой «Георезистор» с расположением измерительных электродов в закрытой необсаженной скважине позволяет сделать следующие выводы:

1. Необходимая чувствительность измерительной установки к вариациям КЭС в скважине при среднесуточном осреднении данных измерений должна составлять не менее 0.01%, что обеспечивается станцией «Георезистор».
2. Регистрируемые вариации КЭС не связаны количеством осадков и сезонным ходом температуры и атмосферного давления приземного слоя атмосферы, а связаны с процессом сжатия и растяжения ограниченного объема горных пород, расположенного в области измерительного зонда. Сжатие пород вызывает увеличение КЭС, а растяжение – его уменьшение.
3. Для отдельных сильных землетрясений время толчка совпадает с периодом аномалии КЭС, перед землетрясением наблюдается его уменьшение, что соответствует процессу растяжения горных пород.

Литература

1. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдулаев Ш-С.О., Хаджи Б.А. Станция для электрического зондирования «Георезистор». Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Мат. Междунар. конф. Воронеж. 2001. С. 86-87.
2. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. №2. 188 с.

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Мамаев¹ С.А., Ибаев¹ Ж.Г., Мамаев² А.С.

¹Институт геологии ДНЦ РАН, ²Дагестанский государственный университет

Компьютерное моделирование является одним из эффективных методов изучения сложных систем. Компьютерные модели проще и удобнее исследовать в силу их возможности проводить так называемые вычислительные эксперименты, в тех случаях, когда реальные эксперименты затруднены из-за финансовых или физических препятствий или могут дать непредсказуемый результат. Логичность и формализованность компьютерных моделей позволяет выявить основные факторы, определяющие свойства изучаемого объекта-оригинала (или целого класса объектов), в частности, исследовать отклик моделируемой физической системы на изменения ее параметров и начальных условий [6].

Огромную роль играет компьютерное моделирование в геологии. Геология сама по себе объединяет многие направления изучения окружающей среды. К примеру, изучение космоса помогает изучить строение нашей планеты, а в свою очередь изучение планеты, ее поведения играет немаловажную роль в предупреждении масштабных катаклизмов.

В середине 90-х годов сформировалась новая общая стратегия развития геокартирования – создание баз цифровой картографической информации на основе современных компьютерных технологий. Геологическая карта становится двумерной геоинформационной моделью строения изучаемой территории, так как помимо информации о геологическом строении поверхности к карте стали прилагаться базы данных любой полезной информации в цифровом виде (данные о находках фауны, геохимии, геофизики, гидрогеологии, полезных ископаемых и так далее).

Развитие современных компьютерных технологий позволило перейти от «плоских» карт и разрезов к трехмерным моделям, позволяющим решать как теоретические, так и прогнозные задачи в трёхмерном пространстве. На основе данных бурения скважин, сейсмических профилей и всех видов геофизических данных в цифровом виде строится вероятностная геометрия всех выделяемых геологических тел на глубине [3].

Трёхмерные геологические модели могут позволить:

- построить разрез по любой вертикальной, горизонтальной или иной другой геометрии поверхности;
- выделять любые геологические тела и рассматривать их с любой точки (вращать, влезать вглубь и так далее);
- строить объёмные карты с показом литофаций и любых других характеристик (например, пористости, обводненности, геохимических характеристик, контуров рудных тел) [7].

На основе объёмной цифровой геологической карты можно проводить различные исследования. Например, восстанавливать геологическую историю, изучать запасы полезных ископаемых, решать гидрогеологические, инженерно-геологические, экологические задачи.

Современный этап развития геологических моделей сопряжен с переходом к четырехмерному моделированию, т. е. введению четвертого измерения – времени. Построение четырехмерных моделей даст возможность изучать развитие геологических структур во времени.

Такого рода работы важны как для решения прикладных задач, например, таких как поиски скоплений углеводородов, которые в процессе геологической эволюции осадочного покрова мигрировали в земных недрах, так и для фундаментальных теоретических исследований региональной и глобальной геологии и геодинамики.

Компьютерное моделирование начинается как обычно с объекта изучения, в качестве которого могут выступать: явления, процесс, предметная область, жизненные ситуации, задачи. После определения объекта изучения строится модель. При построении модели выделяют

основные, доминирующие факторы, отбрасывая второстепенные. Выделенные факторы перекладывают на понятный машине язык. Строят алгоритм, программу.

Современное компьютерное моделирование выступает и как средство общения людей (обмен информационными, компьютерными моделями и программами), осмысления и познания явлений окружающего мира (компьютерные модели солнечной системы, атома и т.п.), обучения и тренировки (тренажеры), оптимизации (подбор параметров).

Компьютерная модель - это модель реального процесса или явления, реализованная компьютерными средствами [2].

Компьютерные модели, как правило, являются знаковыми или информационными. К знаковым моделям в первую очередь относятся математические модели, демонстрационные и имитационные программы.

Информационная модель - набор величин, содержащий необходимую информацию об объекте, процессе, явлении [8].

Главной задачей компьютерного моделирования выступает построение информационной модели объекта, явления.

Самое главное и сложное в компьютерном моделировании - это построение или выбор той или иной модели.

При построении компьютерной модели используют системный подход, который заключается в следующем.

Рассмотрим объект – Терско-Кумский артезианский бассейн. Систему можно разбить на элементы – пласты, водоносные горизонты и т.д. Введем отношения между элементами, например, объем водоносного горизонта или глубина залегания. Теперь можно рассматривать независимо отношения между различными водоносными горизонтами, затем обобщить эти отношения и составить общую картину артезианского бассейна (принципы декомпозиции и синтеза).

Некоторые характеристики моделей являются неизменными, не меняют своих значений, а некоторые изменяются по определенным законам. Если состояние системы меняется со временем, то модели называют динамическими, в противном случае – статическими [1].

При построении моделей используют два принципа: дедуктивный (от общего к частному) и индуктивный (от частного к общему).

При первом подходе рассматривается частный случай общеизвестной фундаментальной модели. Здесь при заданных предположениях известная модель приспосабливается к условиям моделируемого объекта. Второй способ предполагает выдвижение гипотез, декомпозицию сложного объекта, анализ, затем синтез. Здесь широко используется подобие, аналогичное моделирование, умозаключение с целью формирования каких-либо закономерностей в виде предположений о поведении системы. Например, подобным способом происходит моделирование строения Земли.

Геологи хорошо знают, что в основе принятия большинства успешных решений по разработке месторождения лежит глубокое понимание его строения. Самым эффективным способом достижения такого понимания сегодня является построение двух – и трехмерной компьютерной модели месторождения. Совершенный инструментарий, адресованный широкому кругу специалистов, работающих в области такого моделирования, в мире разрабатывают всего лишь несколько компаний [4].

В основу моделирования положено требование - информационное (создание единой базы данных) и компьютерное (внедрение единообразных и совместимых технических и программных средств) сопровождения трех основных блоков задач при последующем развитии:

1. производственного назначения - формирования геологической и производственной отчетности, анализа текущего геологопромыслового состояния;
2. проектирования разработки - создания моделей месторождений, подсчета запасов, динамического моделирования;
3. оперативного управления разработкой на основе сопровождения модели.

В основу входят следующие принципы организации производства.

1. Создание информационных баз данных месторождений с использованием результатов сейсморазведки, геологии, геофизики, добычи, конструкций скважин, инклинометрии и др.

2. Компьютерная технология поэтапного моделирования и построения сейсмической, геологической и динамической моделей с последующим экономическим анализом проектных показателей разработки месторождений. С учетом возрастающей стоимости подготовки дан-

ных и направленности на решение сложных задач обрабатывающие и интерпретационные программы ориентированы на применение алгоритмов трехмерной обработки, трехмерного трехфазного моделирования. Актуально требование многоитерационности как отдельных этапов, так и всей технологии моделирования в целом.

Основные этапы включают: технические и программные средства хранения и доступа данных; технические и программные средства построения сейсмической модели (обработка и интерпретация данных сейсморазведки); технические и программные средства обработки данных геофизических исследований скважин; технические и программные средства построения статической геологической модели, проведение компьютерного подсчета запасов; технические и программные средства динамического моделирования.

Современные системы моделирования должны отвечать следующим требованиям.

- использование новейших информационных технологий при последующем развитии;
- гибкость системы в связи с возможными структурными реорганизациями организационной структуры;
- обеспечение открытости системы (дополнение на любом этапе) [5].

По мере завершения работ по заполнению баз данных и созданию моделей месторождений аналогичные технологии с некоторыми модификациями внедряются в производство для сопровождения моделей, анализа текущего состояния и оперативного управления разработкой, сбора и анализа информации на уровне цехов.

Компьютерное моделирование помогает ученым сформировать общий взгляд на вопросы формирования Земли. В частности формирование ледников, минералов, горных пород, ископаемых ресурсов.

Современные средства позволяют строить модели в четырех измерениях, четвертый из которых время. Так динамические модели четко определяют структуру геологических процессов. И объясняют появление многих геологических явлений.

И в заключение хотелось бы отметить, что компьютерное моделирование является одним из эффективных методов изучения сложных систем, поэтому оно находит широкое применение в разнообразных областях науки. В геологии оно используется особенно часто. Ни одна научная работа в геологии не обходится без построения, либо изучения компьютерной модели.

Как и развитие компьютерной техники, развитие моделирования не стоит на месте. Компьютерное моделирование развивается непосредственно вместе с компьютерными технологиями. Более мощные компьютеры позволяют строить наиболее точные модели, затрагивающие все большее количество переменных и просчитывающие результат на более длительные временные отрезки.

Литература

1. Виноградов Е.Б. Современная геология: научное издание /Е.Б. Виноградов – Екатеринбург : Изд. – во ЕПД, 2007. 81 с. – 500 экз. ISBN 5-7174-0222-8;
2. Емельянов, С.В. Информационные технологии: учебное пособие/ С.В. Емельянов – Москва : Изд-во «Ленанд», 124с. - 400 экз. ISBN 5-241-64352-8;
3. Хаин, В.Е. Геология: учебник для высших учебных заведений/ В.Е. Хаин – Москва: Изд-во Московского государственного университета, 447 с. – 300 экз. ISBN 5-211-03504-6;
4. Entory J. С точки зрения науки. В недрах земли: научное издание /J. Entory – Москва : ИГ «Весь» 345с. – 1000 экз. ISBN 5-352-0356-6.
5. Антонович, А.В. Организация компьютерных систем в нефтегазовой отрасли/ Андрей Владимирович Антонович // Томск-инфо. 2009 – №2 с. 3.
6. Васильев, А.А. Компьютерное моделирование [электронный ресурс] / А.А. Васильев – Режим доступа http://www.ctc.msiu.ru/materials/Book2/ch_09_model/01_model/01_comp_model/index.html;
7. Исаев, В.Ю. Моделирование в геологии [электронный ресурс] / В.Ю. Исаев – Режим доступа [http://www.drtsygeology.ru/materials/Book2/ch_09_model/_model423/index](http://www.drtsygeology.ru/materials/Book2/ch_09_model/_model423/index;);
8. Колениченко Н.А. Информатик [электронный ресурс] / Н.А. Колениченко – Режим доступа <http://edu.meta.ua/ru/razd/43287hopurety\iduuels>.

О СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ЧИРКЕЙСКО-ИРГАНАЙСКОГО УЗЛА СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС

*Саидов О.А., Абдурахманов М.А., Сулейманов А.И., Воронцова Т.М.
Дагестанский филиал ГС РАН, Филиал ОАО «Русгидро-Ирганайская ГЭС»,
Институт геологии ДНЦ РАН*

Введение

В связи с широким развитием строительства мощных гидроэлектростанций в сейсмически активных зонах земной коры с относительно большими объемами водохранилищ, вызывают интерес сейсмические проявления, связанные с периодом заполнения водохранилища водой и последующей его эксплуатацией. Повышение локальной сейсмичности при заполнении крупных водохранилищ отмечается как в нашей стране, так и за рубежом и ряде случаев ее воздействие привело к повреждению гидротехнических сооружений. В связи с этим, выяснение природы техногенной(или возбужденной, наведенной) сейсмичности является насущной необходимостью как для целей прогнозирования, так и для оценки возможности направленного воздействия на сейсмический режим.

К настоящему времени нет единого мнения о природе этих землетрясений, хотя о наличии связи сейсмических событий с возведением плотин было известно еще в 40-годы. Натурные исследования, проведенные на крупных водохранилищах в различных сейсмоактивных регионах мира, показали наличие отличительных особенностей этих землетрясений по сравнению с тектоническими. Землетрясения, связанные с заполнением крупных водохранилищ, отличаются от тектонических землетрясений по режиму выделения сейсмической энергии, распределению во времени форшоков и афтершоков, по соотношению повторяемость - магнитуда[1]. К ним следует отнести также изменение механических свойств среды и природу возникающих в ней напряжений. В работе[2] отмечается изменение механизмов очагов слабых землетрясений при интенсивном заполнении водохранилища Нурекской ГЭС, в частности, изменение осей сжатия в очагах, расположенных к юго-западу и северо-востоку от глубоководной части водохранилища, что вызывается упругим прогибанием дна водохранилища.

Нами расчетным путем оценены величины деформаций прогибания горных пород у основания водохранилища Чиркейской ГЭС (объем $3 \times 10^9 \text{ м}^3$)[3]. Расчеты показали, что упругой деформации подвержены горные породы, не только непосредственно лежащие под водохранилищем, но и окружающие его. Максимальное значение прогибания (8см) отмечается под ложем водохранилища на глубине 1 км. Погружение поверхности охватило площадь не менее 1000 км^2 , что превышает площадь зеркала водохранилища в примерно 40 раз и охватывает зону расположения водохранилища Ирганайской ГЭС.

Как известно, заполнение водохранилища Чиркейской ГЭС, особенно его первый этап, вызвало усиление сейсмической активности прилегающей территории[4]. Такие значимые сейсмические события, как Верхнекаранайский рой землетрясений 9-11 энергетического класса в октябре 1974 года, Салатаусское землетрясение 13 энергетического класса 23 декабря 1974 года приурочены к зонам, где отмечается максимальные скорости изменения градиента деформаций прогибания. Возможно, Буйнакское землетрясение 9 января 1975 года 13 энергетического класса, также обусловлено деформациями прогибания, воздействием их на тектонику расположения очага указанного землетрясения.

Эксплуатационный режим водохранилища Чиркейской ГЭС предусматривает ежегодные периодические изменения его уровня на 40 метров, что составляет примерно $1,5 \times 10^9 \text{ м}^3$. Поскольку упругие деформации обратимы, то периодические изменения уровня воды должны вызывать соответствующие уменьшение или увеличение величины прогиба. При этом горная порода периодически испытывает то растяжение, то сжатие, в результате чего подвергается колебаниям ее порово-трещинный объем[3].

Такое предположение подтверждает, ход сейсмических событий в зоне водохранилища при эксплуатационном режиме[4]. Исследования показали, что сейсмическая активность изменяется стереотипно, т.е. повышение уровня воды или его спад на 40 м вызывает всплеск сейсмической энергии. В то же время следует отметить длительный период эксплуатации водохранилища (более 35 лет) т.е. при циклическом изменении напряженного состояния твердые тела разрушаются при значительной меньшей нагрузке, чем при однократном деформировании, причем с увеличением числа циклов разрушающая нагрузка уменьшается. Это явление, обу-

словленное усталостью материала, наряду с повышением порово-трещинного давления, по-видимому, играет важную роль в возникновении здесь землетрясений техногенной природы.

Таким образом, заполнение крупного водохранилища в сейсмически активном регионе, каковым является область Дагестанского клина, где и расположено водохранилище Чиркейской ГЭС, показало, что возникающие в результате заполнения водохранилища деформации прогибания являются одной из причин возникновения землетрясений техногенной природы и дополнительным фактором способствующим развитию сейсмического процесса.

Обсуждение результатов

В настоящей работе исследуется сейсмический режим территории, прилегающей к Чиркейско- Ирганайского узлу Сулакского каскада ГЭС, за 2005- 2010 годы в радиусе до 40 км от Ирганайского водохранилища. Рассматриваемый период включает в себя как периоды до заполнения, так и периоды интенсивного заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС. В связи с тем, что район расположения Ирганайского водохранилища подпадает в зону деформаций прогибания Чиркейского водохранилища, интерес представляет, как дополнительная нагрузка веса воды водохранилища Ирганайской ГЭС повлиял на сейсмический режим указанной территории.

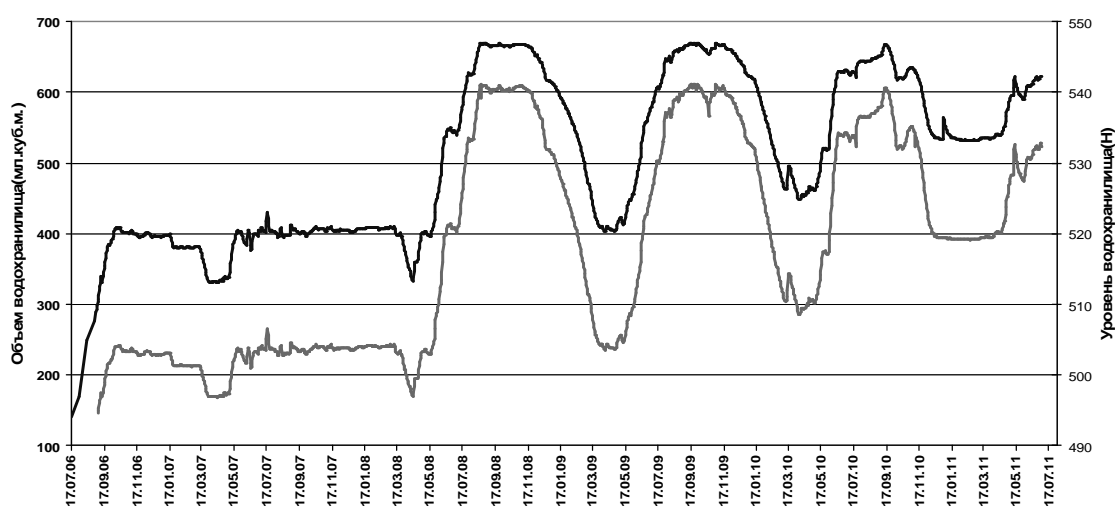


Рис.1 Уровненный и объемный режим водохранилища Ирганайской ГЭС(2006-2011 г.)

На рис.1 представлен график заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС. Показаны уровненный(верхняя кривая) и объемный режимы(нижняя кривая) заполнения водохранилища за 2006-2011 годы. Следует отметить, что первый этап заполнения водохранилища началось еще в 1999 году, и водохранилище было заполнено только на 1/3 его объема. Второй этап заполнения водохранилища началось в июле 2006 года, уровень воды повысился на 20 м., а третий этап интенсивного заполнения в апреле 2008 года, когда уровень воды поднялся еще на 27 м.(до проектной отметки). Водохранилище Ирганайской ГЭС не является крупным($6,20 \times 10^6 \text{ м}^3$), он по объему воды, почти в 5 раз меньше, чем водохранилище Чиркейской ГЭС($3 \times 10^9 \text{ м}^3$). Тем не менее, нами предполагалась, что дополнительная нагрузка на горный массив, которая находится в зоне деформаций прогибания Чиркейского водохранилища, может вызвать изменение сейсмического режима данной территории.

Как видно из графика, циклический режим эксплуатации водохранилища Ирганайской ГЭС предусматривает подъем и спад его уровня примерно на 27 метров, что составляет по объему около $2 \times 10^6 \text{ м}^3$, тогда как, подъем и спад уровня водохранилища Чиркейской ГЭС составляет 40 метров, а по объему – $1,5 \times 10^9 \text{ м}^3$. Циклический режим заполнения обеих водохранилищ стереотипен, т.е. заполнение их начинается в середине апреля текущего года и заканчивается к концу сентября, а в зимний период вода расходуется на выработку электроэнергии и к середине апреля последующего года понижается до первоначального уровня и объема. Таким образом, дополнительная циклическая нагрузка от водохранилища Ирганайской ГЭС составляет примерно 13% от циклической нагрузки водохранилища Чиркейской ГЭС.

На рис.2 представлены сейсмические события 6-12 энергетического класса(всего их 440) в радиусе до 40 км., от Ирганайского водохранилища за период 01.2005-12.2010 годы, по данным Дагестанского филиала ГС РАН. На рисунке показаны также контуры водохранилищ Чиркейской и Ирганайской ГЭС, а также сейсмические станции, которые их оконтуривают.

Указанный интервал времени охватывает период, как до второго этапа заполнения водохранилища, так и периоды интенсивного его заполнения.

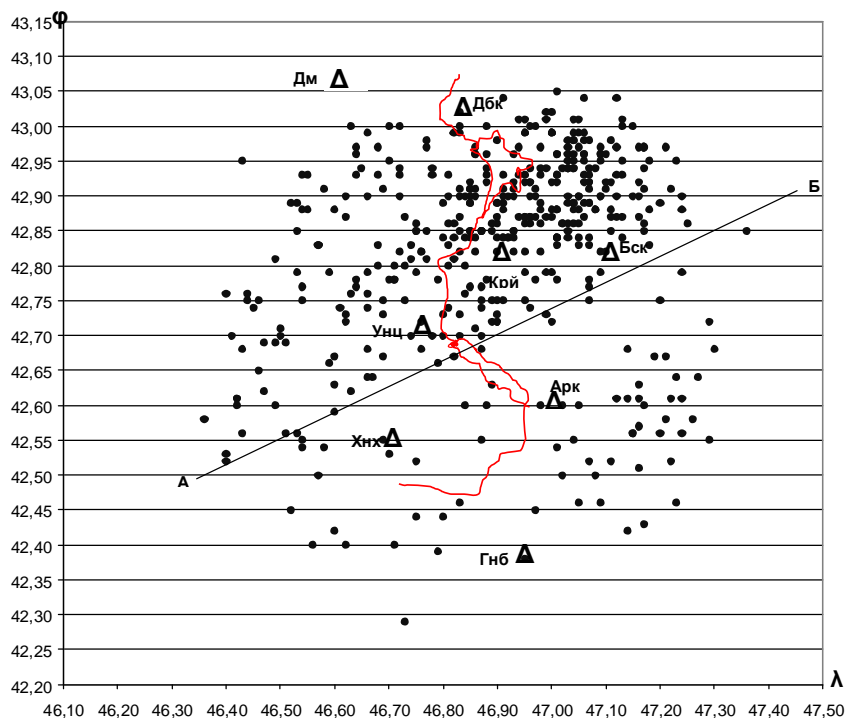


Рис.2. Сейсмичность Чиркейско-Ирганайского узла Сулакского каскада ГЭС за период 2005-2010 годы

Как видно на рисунке, сейсмические события распределены неравномерно. Линией АБ их можно разделить на 2 участка. Большинство сейсмических событий группируются вокруг Чиркейского водохранилища, тогда как на территории расположения водохранилища Ирганайской ГЭС их очень мало. Некоторое скопление сейсмических событий можно отметить на юго-востоке от водохранилища.

Как известно, район расположения Чиркейского водохранилища характеризуется сложным геологическим строением с широко развитой сетью активно живущих глубинных разломов и высокой сейсмической активностью. Горные породы здесь весьма неоднородны и раздроблены в результате Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года с магнитудой равной 6,6. В то же время структурно-тектонические особенности района создают здесь благоприятные условия для смещения и формирования различных типов подземных вод и газов, которые в свою очередь вовлекаются в сложный геодинамический процесс.

Район расположения водохранилища Ирганайской ГЭС находится южнее Сулакского выступа, относится к Известняковому Дагестану и в соответствии с картой сейсмического районирования попадает в область возможных сотрясений с магнитудой 5.5. В этом районе не зарегистрированы эпицентры землетрясений, но может быть подвергнут сейсмическому воздействию благодаря распространению сотрясений на краевой части Терско-Каспийского прогиба в области его сочленения с отрогами Известнякового Дагестана, включая Сулакский выступ.

Таким образом, по геолого-тектоническим условиям район расположения Чиркейского водохранилища отличается от таковой для Ирганайского водохранилища, что всей вероятности, и отражается на сейсмическом режиме, выделенных нами по сейсмическим данным, двух участков. Очевидно, эксплуатационный режим водохранилища Чиркейской ГЭС воздействует на сейсмичность прилегающей территории, но при этом, территория примыкающей к водохранилищу Ирганайской ГЭС остается практически асейсмичной. Здесь следует отметить следующее обстоятельство, что заполнение водохранилища Ирганайской ГЭС происходило поэтапно в течение практически 10 лет с перерывами и небольшими объемами воды, кроме третьего его интенсивного этапа заполнения. Такой режим заполнения, во-первых, не повлиял на накопление и релаксацию упругих напряжений от дополнительной нагрузки, энергия которых, по-видимому, медленно диссипировалась в окружающее пространство, не успевая накопиться. Во-вторых, район расположения водохранилища Ирганайской ГЭС относительно

асейсмичен, в связи с чем, отсутствовали очаги землетрясений потенциально готовых к релаксации упругих напряжений(спусковой крючок) от дополнительной нагрузки на горный массив.

На рис.3 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 2005- 2010 годы в радиусе до 40 км от водохранилища Ирганайской ГЭС. Как видно из рисунка, для исследуемого района наиболее представительны землетрясения энергетического класса 6 и 7. Их количество составляет более 85% от общего количества, а землетрясения 8-12 энергетического класса менее 15%. Среди последних сейсмические события 8 и 9 энергетического класса составляет 83%, а 10-12 энергетического класса 17%. Соотношение землетрясений 6 и 7 энергетического класса к общему количеству землетрясений примерно такое же, как соотношение количества землетрясений 8 и 9 энергетического класса к общему количеству землетрясений 8-12 энергетического класса. Таким образом, в данном случае можно говорить о самоподобии в сейсмическом процессе исследуемой территории, когда количество землетрясений малого энергетического класса, как бы вложены в сейсмические события более высокого энергетического класса, т.е. наличие представительных энергетических классов землетрясений малой величины предполагает наличие сейсмических событий более высокого энергетического класса. Самоподобие характерно и для горных пород, как системы вложенные друг в друга и подобных друг другу блоков разных размеров, подчиненных иерархическому распределению[5], что непосредственно указывает на детерминированную связь сейсмических событий с преимущественными размерами геологической среды, где формируется очаг землетрясения.

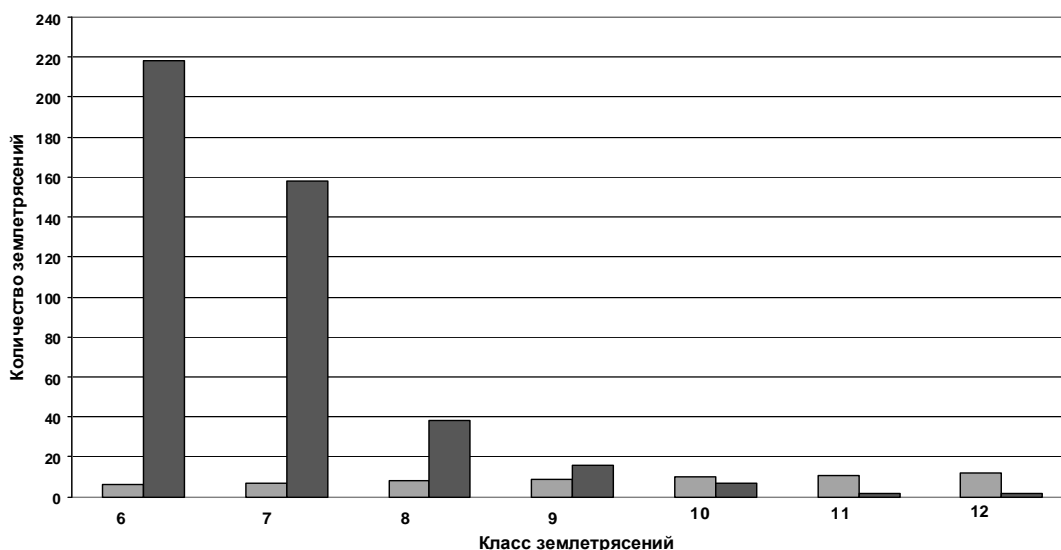


Рис.3. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 2005-2010 годы

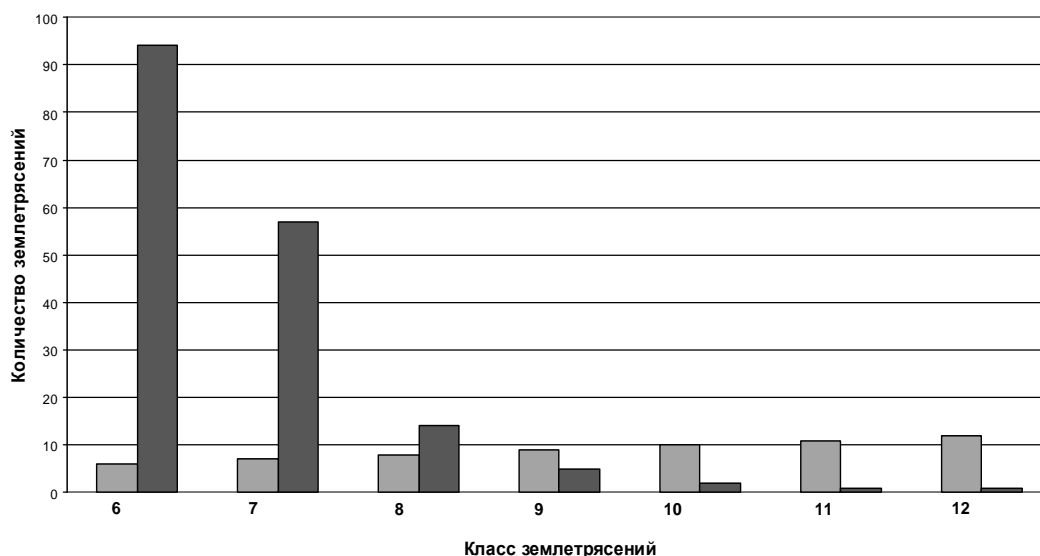


Рис.4. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 01.2005 – 07.2006 годы

Рассмотрим распределение землетрясений по энергетическим классам в соответствии с этапами заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС и выполним их сравнительный анализ, поскольку такой анализ должен показать отсутствие или наличие детерминированной связи между количеством сейсмических событий с одной стороны и изменением уровня и объемного режима водохранилища.

На рис.4 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам за период 01.2005 – 07.2006 годы. Данный период длительностью временного интервала более полтора года, характеризуется тем, что от первого этапа заполнения водохранилища прошло уже 5 лет и гравитационное воздействие воды на сейсмический режим прилегающей территории можно считать практически нивелированной. Но, тем не менее, как видно на гистограмме данный период характеризуется довольно высокой сейсмической активностью. Общее количество сейсмических событий составляет 174, причем представительными являются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество 151, что составляет примерно 86 % от общего количества сейсмических событий за этот период. В то же время, период характеризуется сейсмическими событиями более высокого 10,11 и 12 энергетического класса.

На рис.5 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период второго этапа заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС (08.2006 -04. 2008 годы).

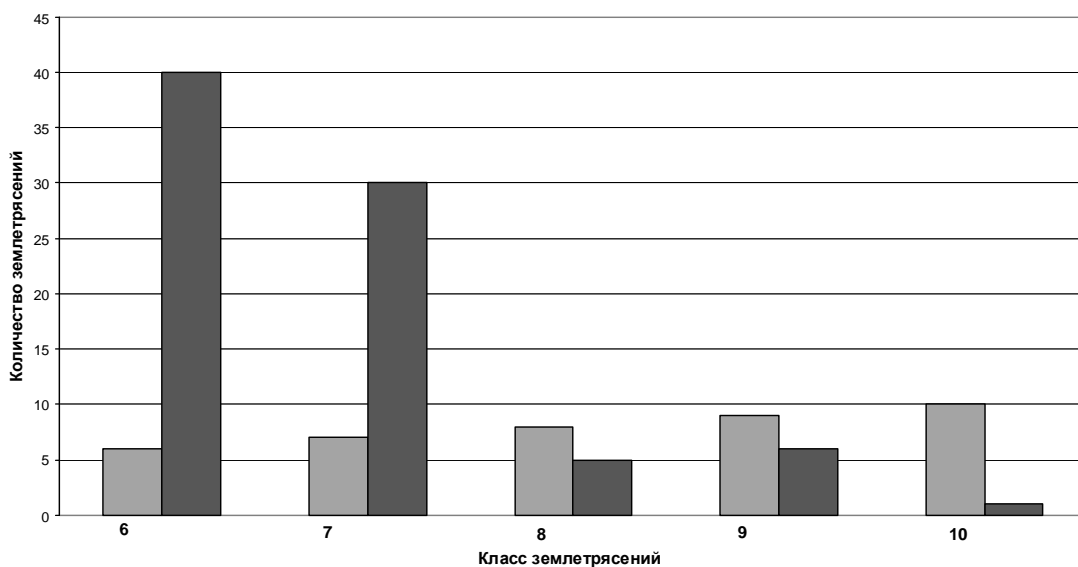


Рис.5. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период второго этапа заполнения водохранилища (08.2006-04. 2008 г.)

Данный период длительностью временного интервала 1 год и 9 месяцев, по сравнению с предыдущим периодом характеризуется тем, что сейсмическая активность снизилась, хотя временной интервал данного этапа чуть больше, чем предыдущего этапа и уровень водохранилища повысилась на 20 метров. Общее количество сейсмических событий составляет 82, что 2 раза меньше по сравнению с предыдущим периодом. Представительными остаются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество 70, что составляет примерно 85 % от общего количества сейсмических событий за этот период. В то же время, период характеризуется не только снижением сейсмической активности по сравнению с предыдущим этапом, но и снижением сейсмических событий более высокого энергетического класса (только 1 событие 10 класса). Таким образом, повышение уровня водохранилища Ирганайской ГЭС на 20 метров, соответственно и его объема в период второго этапа заполнения, не повлиял на повышение сейсмической активности рассматриваемого района.

На рис. 6 представлена гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период третьего этапа заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС(05.2008-12.2010 г.).

Данный период длительностью временного интервала 2 года и 8 месяцев, по сравнению с предыдущим периодом характеризуется тем, что сейсмическая активность повысилась. Временной интервал данного этапа наибольший и охватывает 2 циклических, периода нагрузки и разгрузки эксплуатационного режима водохранилища. Уровень воды в водохранилище повы-

силась на 27 метров по сравнению с предыдущим этапом заполнения водохранилища, и достиг проектной отметки.

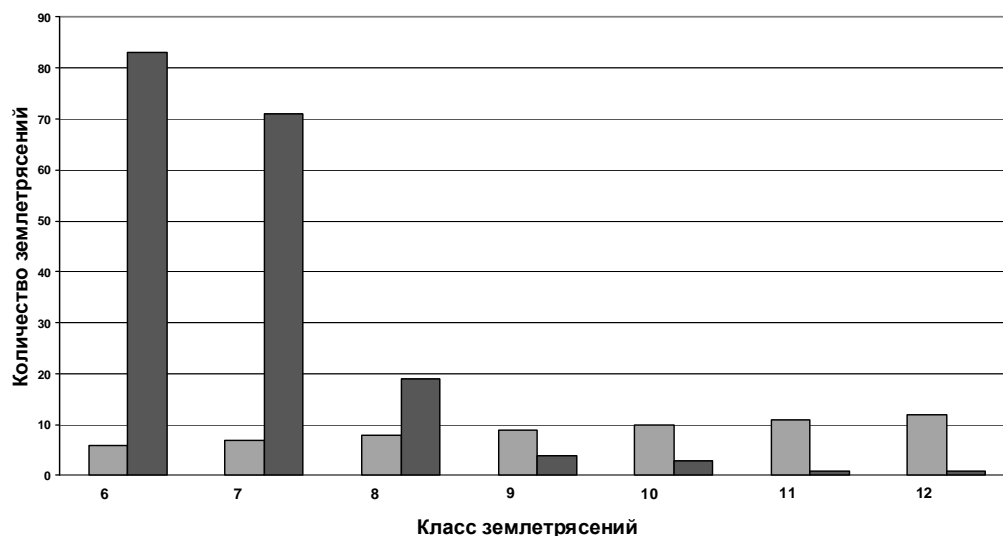


Рис. 6. Гистограмма распределения землетрясений по энергетическим классам в период третьего этапа заполнения водохранилища(05.2008-12.2010 г.)

Общее количество сейсмических событий составляет 182, что более 2 раза больше по сравнению с предыдущим периодом и сопоставим с периодом 2005-2006 годов, когда уровень и объем водохранилища сохранялся стабильным. Представительными, как и в двух предыдущих периодах остаются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество 154, что составляет примерно 85 % от общего количества сейсмических событий за этот период. В то же время, период характеризуется не только повышением сейсмической активности по сравнению с предыдущим этапом, но и сейсмическими событиями более высокого 10, 11 и 12 энергетического класса(см. гистограмму).

Таким образом, сравнительный анализ распределения землетрясений по энергетическим классам в соответствии с этапами заполнения водохранилища Ирганайской ГЭС показывает, что детерминированная связь между количеством сейсмических событий с одной стороны и изменением уровня и объемного режима водохранилища с другой стороны конкретно не выражена. Такое предположение подтверждается и в результате сравнения периода 2005-2006 годов, когда уровень и объем водохранилища сохранялся стабильным, с третьим этапом заполнения водохранилища 2008-2010 годов, которая характеризуется двумя циклическими периодами нагрузки и разгрузки эксплуатационного режима водохранилища. При этом количество сейсмических событий для этих периодов практически одинаковы, причем их распределение по энергетическим классам сопоставимы (см. гистограммы 5иб).

Следует отметить, что наиболее представительными для всех периодов являются сейсмические события 6 и 7 энергетического класса, их количество для каждого периода составляет 85-86% от общего количества сейсмических событий за данный период. Характер распределения сейсмических событий по энергетическим классам, их соотношение, для всех трех рассматриваемых периодов одинаковы, что можно говорить об автономности сейсмических событий каждого периода и самоподобии в сейсмическом процессе рассматриваемого региона.

В то же время интерес представляет, распределение очагов землетрясений Чиркейско-Ирганайского узла Сулакского каскада по глубине.

Как видно на гистограмме, большинство очагов землетрясений (393 из 440 событий) имеют глубины от 2 до 20 км., из них подавляющее большинство - 293 события соответствуют глубинам от 2 до 10 км, а 63 события имеют глубины от 10 до 15 км. Примечательно, что 24 сейсмических события имеют глубины более 30 км.

Таким образом, для сейсмических событий рассматриваемого региона в основном характерны глубины от 2 до 15 км, (356 сейсмических событий), что составляет 80% от их общего количества. Следует отметить, что такое распределение землетрясений по глубине характерно для всей тектонической области Дагестанский клин.

Более детальное распределение сейсмических событий, как по глубине, так по энергетическим классам, представлено на таблице

На рис.7 представлена гистограмма распределения очагов землетрясений по глубине.

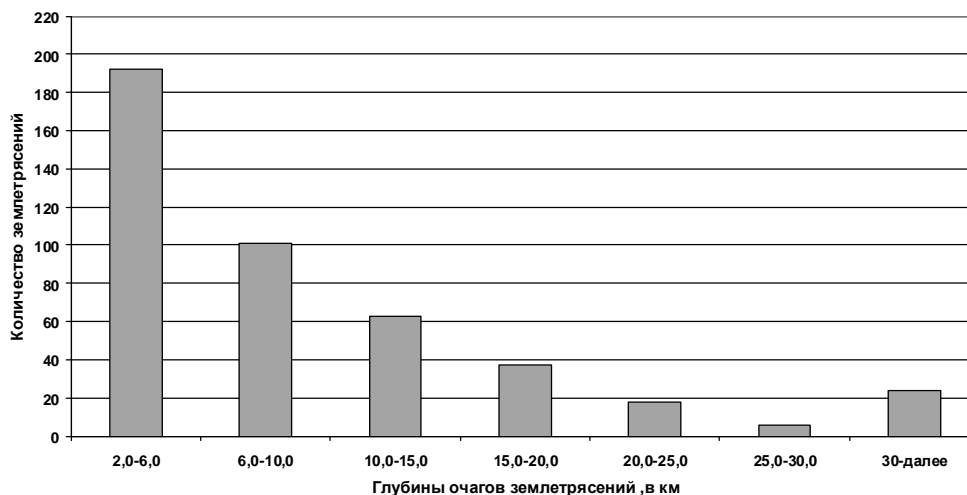


Рис.7. Гистограмма распределения очагов землетрясений по глубине

Таблица 1.

Распределение землетрясений по глубине и энергетическим классам, территории Чиркейско-Ирганайского узла Сулакского каскада ГЭС, за период 2005-2010 г.

Класс зем-й Глубина очагов, км	6	7	8	9	10	11	12
	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й	Кол-во земл-й
2-6	89	83	15	5	1	1	2
6-10	58	31	6	6	0	0	0
10-15	38	17	4	1	4	0	0
15-20	18	9	7	2	0	0	0
20-25	7	9	2	0	0	0	0
25-30	2	4	0	1	0	1	0
30 и более	6	6	4	1	2	0	0

Как видно из таблицы, подавляющее большинство землетрясений 6 и 7 энергетических классов соответствуют глубинам от 2 до 10 км, (261 событие, 70% от их общего количества) из них 172 события имеют глубины от 2 до 6 км, что составляет 66%. Для землетрясений 8 энергетического класса характерно примерно такое же распределение, но их количество значительно меньше, чем землетрясения энергетического класса 6 и 7. Что касается сейсмических событий более высокого энергетического класса, следует отметить, что 4 сейсмических события 10 - 12 энергетического класса имеют глубины от 2 до 6 км. Для рассматриваемого района, наиболее представительным энергетическим классам землетрясений (6 и 7) соответствуют глубины от 2 до 10 км, причем подавляющее большинство их расположены на глубине от 2 до 6 км.

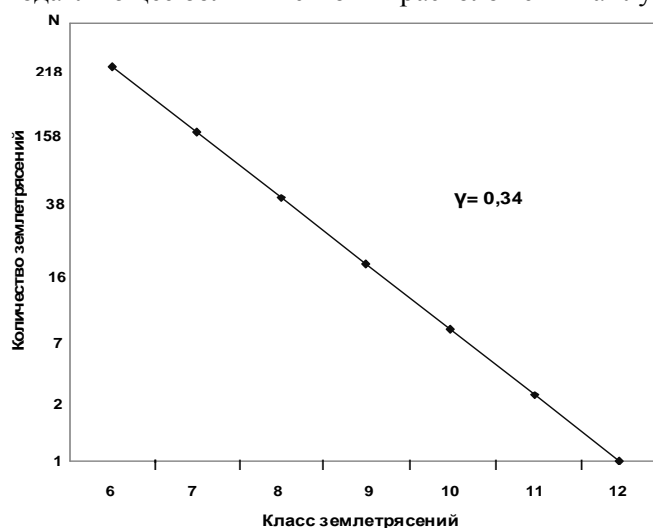


Рис.8. График повторяемости территории прилегающей к Чиркейско - Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС

На рисунке 8, показан график повторяемости территории прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС в радиусе до 40 км, по сейсмическим данным за период 2005-2010 годы. Угловой коэффициент графика повторяемости оказался равным $\gamma = 0,34$. Как известно, угловой коэффициент графика повторяемости характеризует плотностные свойства геологической среды (условная вязкость), ее трещиноватость, раздробленность или консолидированность. Чем консолидированнее геологическая среда, тем выше энергетический класс землетрясения. Как показано в работе [6], угловой коэффициент γ до заполнения водохранилища Чиркейской ГЭС равен 0,49, что соответствует значению γ для всей территории Дагестана. После начала заполнения водохранилища величина углового коэффициента снизилась до величины $\gamma = 0,36$, что практически совпадает с величиной полученной нами для территории, прилегающей к Чиркейско-Ирганайскому узлу Сулакского каскада ГЭС.

Таким образом, сейсмичность исследуемого района, по всей вероятности, определяет геолого-тектонические условия района расположения водохранилища Чиркейской ГЭС, его эксплуатационный режим.

Литература

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М., Мир, 1979.
2. Соболева О.В. Изменение механизмов очагов слабых землетрясений под влиянием Нурекского водохранилища. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, №1, с. 34-42.
3. Саидов О.А. Деформации прогибания и возбужденные землетрясения. – Изв. АН СССР. Советская геология, 1980, №1, с. 120-125.
4. Левкович Р.А., Дейнега Г.И., Каспаров С.А., и др. Геодинамический эффект, создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М., Наука, 1982.
5. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике. // Изд. «Наука», Природа, 1991, №1, с.13-23.
6. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района водохранилища Чиркейской ГЭС в период его заполнения. – В кн.: Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала, 1977, №1(13), с.3-9.

О ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ РОЛИ ДИСПЕРСИИ СОДЕРЖАНИЯ ГЕЛИЯ В ПРИРОДНЫХ ГАЗАХ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

*Саидов О.А., Сулейманов А.И.
ДФ ГС РАН, ИГ ДНЦ РАН*

Введение

Исследование вариаций природных газов во времени являются частью общей проблемы дегазации Земли, которая имеет большое научное и практическое значение для геологической науки в целом. В то же время, изучение этого вопроса приобретает и другое важное научно-практическое значение в связи с выявлением газогеохимических аномалий, вызванные сейсмическими событиями. Как известно, Республика Дагестан является одним из регионов Юга России, где отмечается повышенная сейсмическая активность. В соответствии с картой ВОЗ здесь возможно возникновение землетрясений с магнитудой $M=6$ и более с интенсивностью в эпицентре 8-9 баллов. В дополнение к существующей естественной сейсмической активности отмечается и техногенная сейсмичность, связанная со строительством и эксплуатацией крупных гидротехнических сооружений с относительно большими объемами водохранилищ на реке Сулак (Чиркейская, Ирганайская ГЭС и др.). В связи с этим, во-первых, проведение мониторинга параметров подземных водно-газовых систем с целью выявления статистически надежных предвестников землетрясений не потерял свою актуальность, во-вторых, эти исследования углубляют наши представления о природе физических и физико-химических процессов в очаге землетрясения.

В настоящей работе исследуется динамические временные ряды гелия в природных газах тектонической области Дагестанский клин, его дисперсию.

Характеристика станций режимных наблюдений

Геохимическая станция «Манас»

Располагается в районе Манасской тектонической структуры в 37 км к юго-востоку от Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты: 42.67 и 47.70, гипсометрический уровень минус – 25м. Геохимические наблюдения проводились на базе природ-

ного газа термоминеральной воды скважины 9Т, эксплуатационная глубина которого составляет 1510-1528 метров. Отбор проб производился через естественный дегазатор в одно и то же время суток, в полдень (12 или 13 часов) по московскому времени. Минерализация воды – 74 г/л, а температура на выходе – 51°C. Дегазированный природный газ состоит из CH_4 (55-60 об%), N_2 (25-30 об%), CO_2 (5-10 об%). Содержание гелия (10^{-2} об%). Измерения выполнялись на хроматографе ЛХМ-8МД, на молекулярных ситах типа СаХ. В качестве газа носителя использовали аргон. Измерение гелия начаты в ноябре 2002 года

Геохимическая станция «Караман»

Расположена в районе Махачкалинско-Тернаирской тектонической структуры в 32 км севернее Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты -43.20 и -47.45, гипсометрический уровень минус - 25м. Станция «Караман» оборудована газовым хроматографом ЛХМ-80. Геохимические наблюдения ведутся на базе природного газа воды скважины «Караман», эксплуатационная глубина которого составляет 643 м. Отбор проб газа производится 2 раза в сутки, в 8 и 17 часов по московскому времени. Дегазированный газ состоит, в основном, из CH_4 , N_2 и CO_2 , содержание гелия ($1,2-2,6 \times 10^{-3}$ об.%). Разделение природного газа на компоненты производилось на молекулярных ситах типа СаХ. Газ носитель - аргон. Содержание гелия в природных газах определяли на индикаторе гелия ИНГЕМ-1. Измерения гелия начаты в апреле 2006 года.

Наблюдательный пункт Заузанбаш

Располагается в 20 км к юго-западу от г. Махачкалы и базируется на разведочной скважине №2. Спонтанные газы скважины углеводородные. Содержание метана CH_4 – 92-93 об.%, углекислого газа CO_2 -5-6 об.%, азота N_2 – 1-2 об.%. Концентрация гелия в природном газе ($0,5-1,3 \times 10^{-3}$ об.%). Содержание гелия определяли на индикаторе гелия ИНГЕМ-1. Исследования начаты в апреле 2010 года.

Наблюдательный пункт Карабудахкент

Базируется на скважине 42а, разведочной площади Гелли-Параул. Спонтанные газы поступают из нижнего мела, по химическому составу углеводородные. Содержание метана CH_4 составляет 91-95 об.%, азота N_2 – 1 – 2 об.%, углекислого газа CO_2 – 4-6 об.%. Концентрацию гелия колеблется в пределах от ($0,5 -2,1 \times 10^{-2}$ об.%). Содержание его определяли на индикаторе гелия ИНГЕМ-1. Исследования начаты в апреле 2010 года.

Методика обработки геохимических данных

Мы исходили из предположения, что не абсолютные значения, а приращения значений величины исследуемого параметра, его дисперсия, могут иметь определенную физическую сущность при исследовании предвестников землетрясений. Как известно, по физическому смыслу дисперсия динамического ряда отражает энергию физического, физико-химического и других процессов.

В связи с этим, данные геохимических временных рядов подвергнуты к специальной поэтапной статистической обработке, суть которой заключается в следующем:

1. Вычисляются средние значения геохимических временных рядов с определенной статистически значимой шириной окна (10 суток) и соответствующей величиной скольжения окна. В нашем случае расчеты выполнены со скольжением, величиной 1 сутки, что усиливает тесноту взаимосвязи между соседними измерениями.

2. Строится аппроксимирующая кривая.

3. Строится кривая остатка (разброса или «чистые» вариации) в результате вычета значений аппроксимирующей кривой с абсолютных значений величин временного геохимического ряда.

4. Вычисляются текущие значения дисперсии вариаций остатка (разброса) с идентичной шириной окна и с тем же скольжением.

5. Строится кривая текущих значений дисперсии вариаций остатка (разброса) геохимических временных рядов.

6. Сопоставляются полученные данные с сейсмическими событиями региона. Соответствующие сейсмические события, с указанием класса землетрясений и расстояния до геохимических наблюдательных пунктов рассчитаны по данным региональной сети Дагестанского филиала ГС РАН.

Результаты анализа временных рядов гелия

На рис.1 представлены вариации гелия и аппроксимирующая кривая по хроматографическим данным на ст. «Манас» за 2002-2009 год (период аппроксимации 182 сутки с перемещением фазы на 91 сутки). Как видно на рисунке, отмечается колебательный процесс в вариациях гелия. Циклический процесс особо не выражен, хотя можно видеть тенденцию такого процесса. На общем фоне кривой аппроксимации заметны весьма значительные флуктуации гелия.

Четкие годовые циклическое изменение вариаций гелия нами зафиксированы на ст.Караман (рис.2) за период 2006 – 2011 годы. Здесь на фоне кривой аппроксимации, также отмечаются значительные флуктуации вариаций гелия. В данном случае цикл-период начинается в середине августа 2006 года и завершается в середине августа 2007 года. Цикл-период в 2007 году начинается в середине августа и завершается в середине августа 2008 года, после чего начинается цикл за 2008-2009 год и так далее.

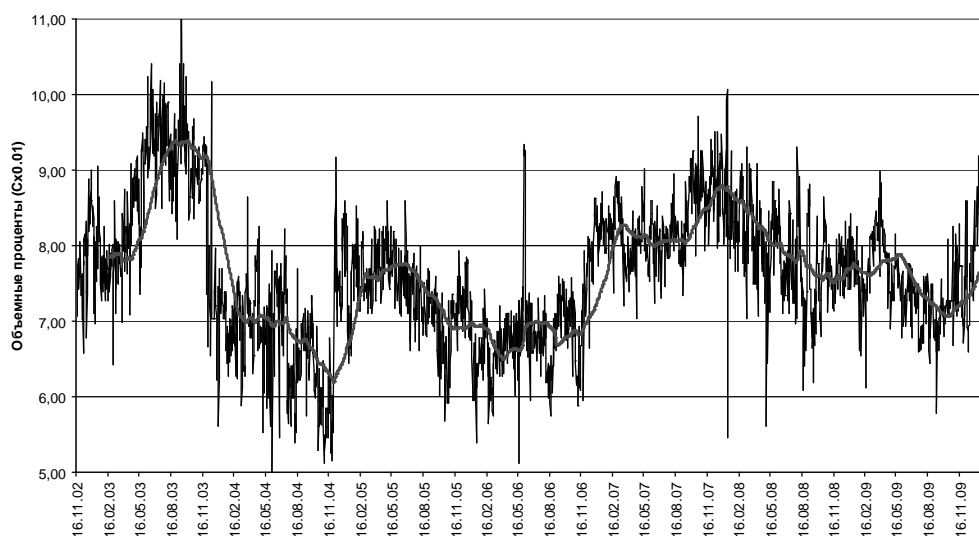


Рис.1. Вариации гелия и аппроксимирующая кривая (ст. Манас, 2002-2009 годы, период аппроксимации 182 сутки с перемещением фазы на 91 сутки)

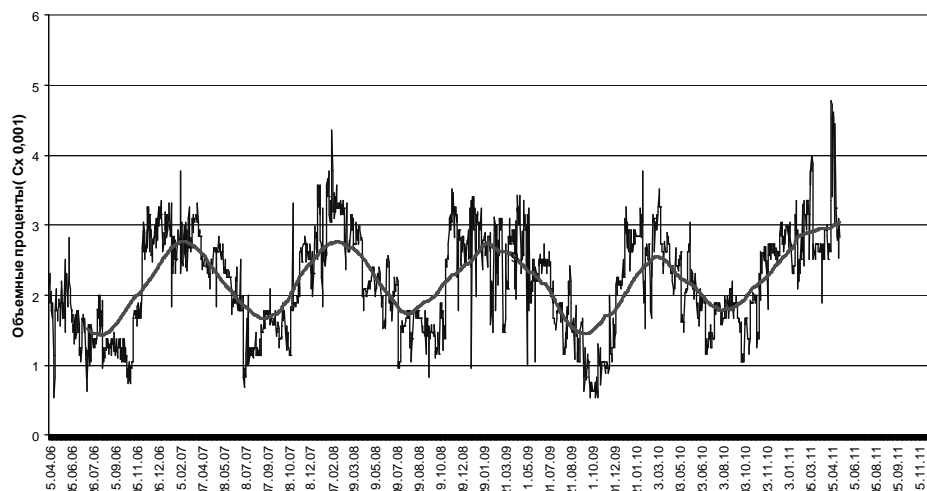


Рис.2. Вариации гелия и аппроксимирующая кривая (ст.Караман,2006-2011 годы период 182 сутки с перемещением фазы на 90 суток)

Периодические изменения в вариациях гелия, по всей вероятности, имеют космическую природу и обусловлены, по-видимому, периодическими приливными деформационными процессами в земной коре при орбитальном вращении Земли вокруг Солнца, так и вращением Луны вокруг Земли. Как нами показано[1],прохождение приливных волн , как лунных, так и солнечных вызывает периодическую деформацию расширения и раскрытия трещин в земной коре, способствуя повышению общей проницаемости среды. При этом наибольшие изменения в газовом составе вызывает полусуточная приливная волна Луны M_2 , а легкие компоненты подземной водно-газовой системы, в частности, водород, гелий, метан и другие, обладающие минимумом свободной энергии, доминируют в дегазированных газах земных недр. Гармонический анализ показал, что минимум дисперсии соответствует аппроксимирующей функции с периодами 7, 14 и 182 сутки. Поэтому цикл-период, который отмечается в вариациях гелия, может быть обусловлен полугодовым периодом в 182 сутки.

На рисунке 3, 4 и 5 показаны дисперсии вариаций остатка (разброса) гелия по данным станции «Манас» за 2006 - 2008 годы, а на рисунке 6 дисперсия вариаций разброса гелия ст. «Манас» за 2005 год крупным планом

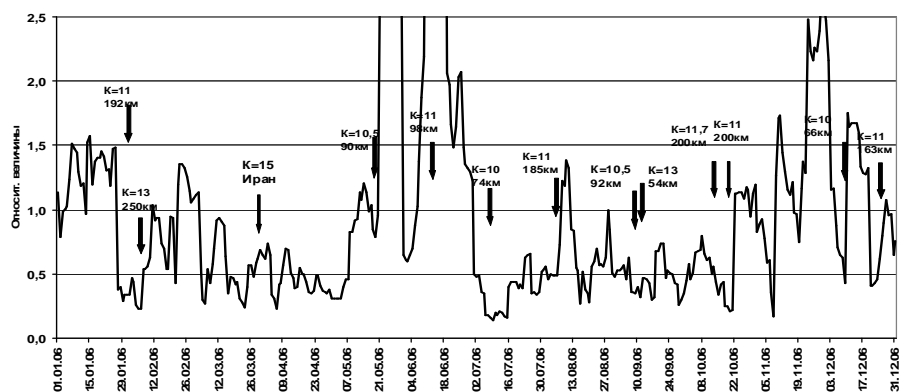


Рис.3. Дисперсия вариаций разброса гелия(ст.Манас,2006 год)

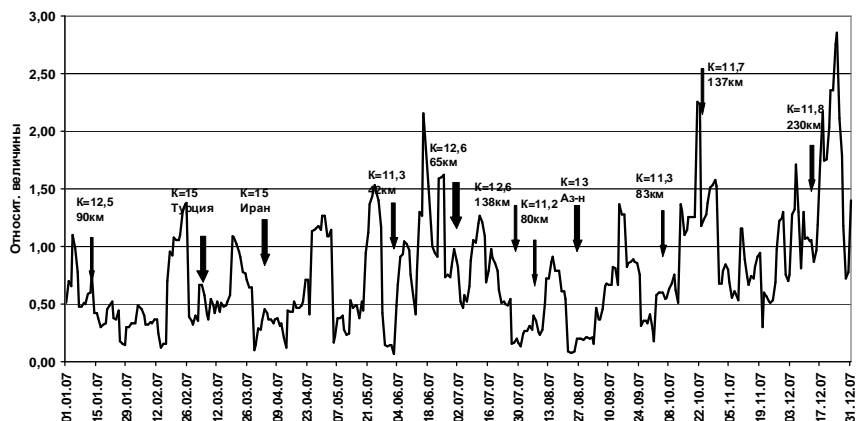


Рис.4 Дисперсия вариаций разброса гелия(ст.Манас,2007 год)

О значимости величины дисперсии и его прогнозной информативности, связанные с изменением в пространстве локальных характеристик распределения, в том числе геохимических временных рядов, отмечается в работе [2]. Показано, что дисперсия при переходе от фоновых значений временного ряда к аномальным его величинам изменяется закономерным образом. В промежуточной зоне между аномалией и фоновым значением среднее значение компонента продолжает оставаться фоновым, в то время как дисперсия принимает существенно аномальное значение, по сравнению с фоном. Такое поведение дисперсии согласуется с теорией случайных процессов, что дисперсия временного ряда связана с энергией процесса, то есть ее динамика отражает изменение энергетического воздействия на систему. На рисунках 3 и 4 отмечены также сейсмические события (выше 10 энергетического класса) за исследуемый период, имевшие место на разном удалении от пункта наблюдений по данным сейсмических станций ДФ ГС РАН, а на рис. 5 магнитуды землетрясений свыше величин 4,5 имевших место в пределах Восточного Кавказа в 2008 году.

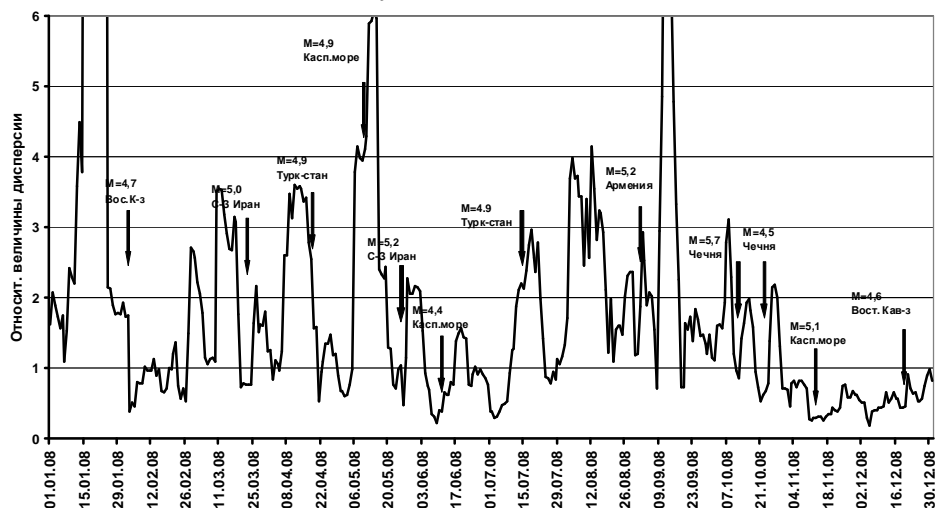


Рис. 5. Дисперсия вариаций разброса гелия (ст.Манас,2008 год)

Как видно из рисунков 3, 4 и 5 отмечается определенная закономерность, в частности, сейсмические события происходят после соответствующего повышения значений дисперсии, на ее спаде или соответствуют минимальным значениям дисперсий. Перед некоторыми землетрясениями, особенно близкими от пункта наблюдений, за 10-25 суток в зависимости от класса землетрясений, отмечается повышение значений дисперсий, что является прогностическим признаком. Следует отметить, что аналогичные изменения отмечаются и перед некоторыми далекими землетрясениями, имевшими место в Турции, Иране и в Азербайджане за 2005 год (рис.6). Подобные изменения отмечены и перед землетрясением 13 класса 11 сентября 2006 года в Каспийском море.

Как видно на рис.6, крупные сейсмические события происходят после повышения значений дисперсии, на его спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствует минимальным значениям дисперсий. Кроме того, форма проявления предвестника для крупных землетрясений одинакова, имеет два «горба», но иногда один из них выполаживается, что требует дальнейших исследований и соответствующего объяснения.

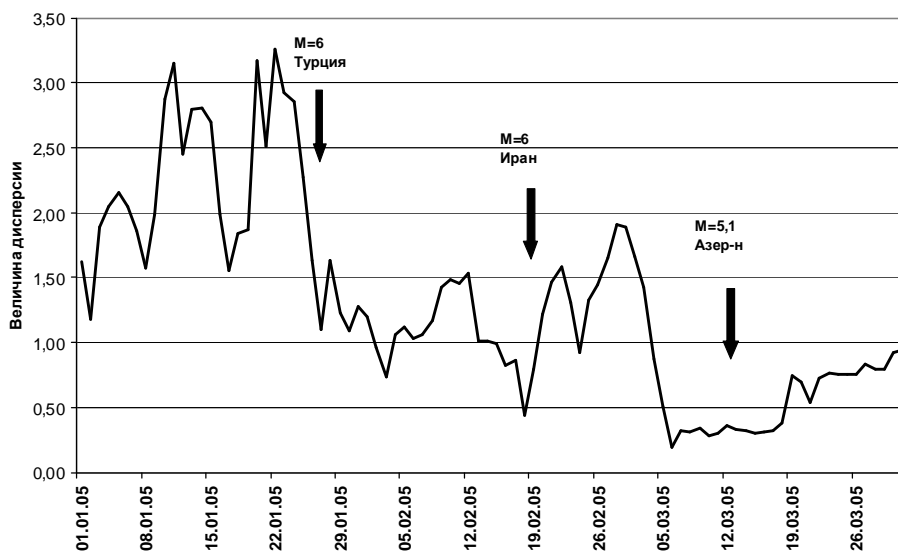


Рис.6. Дисперсия вариаций разброса гелия при крупных землетрясениях Кавказа и сопредельных территорий (ст. Манас, 2005 год)

На рис.7, 8 и 9 представлены данные дисперсии вариаций разброса гелия по геохимической станции «Караман». Измерения здесь начаты в апреле 2006 года. Сейсмические события, указанные на рис. 7, 8 и 9 соответствуют событиям нанесенным на рис. 3, 4 и 5. Как видно, отмечается подобие в дисперсиях вариаций разброса гелия в природных газах скважин «Манас» и «Караман».

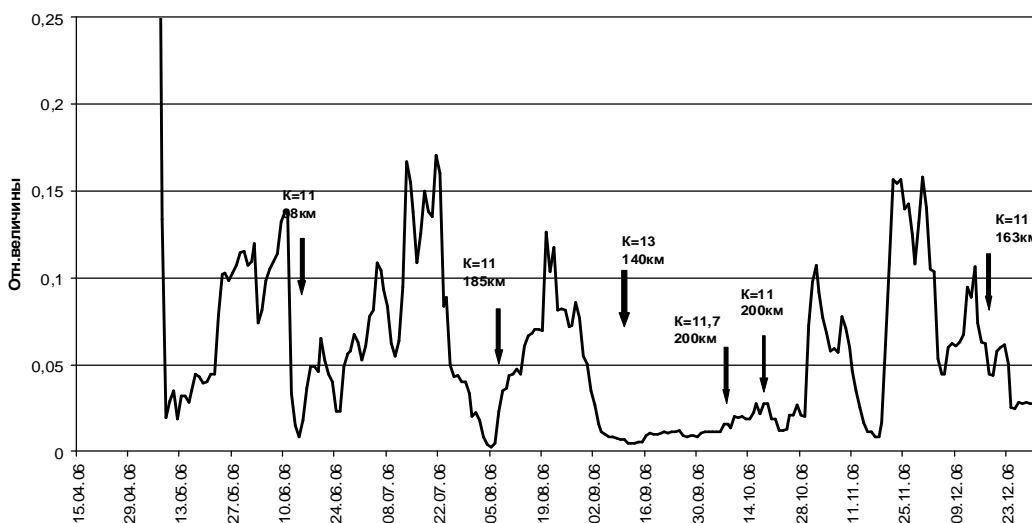


Рис.7. Дисперсия вариаций разброса гелия (ст. Караман, 2006 год)

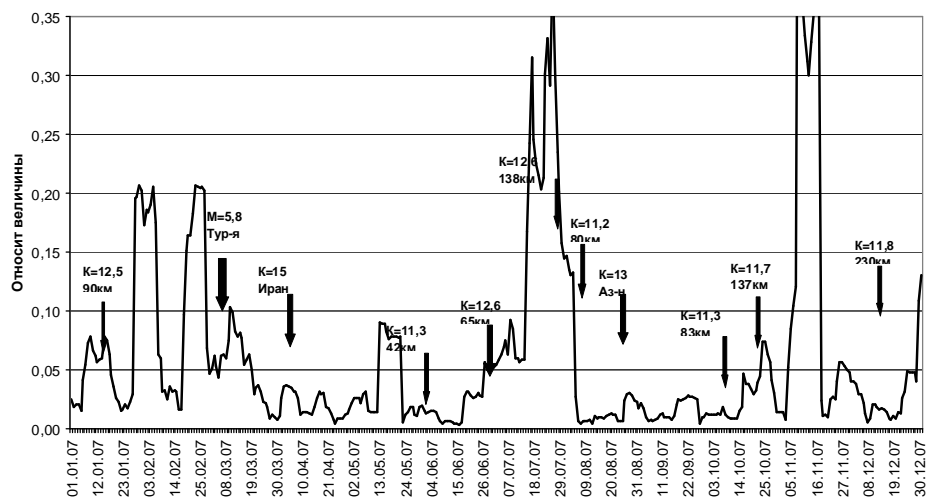


Рис.8. Дисперсия вариаций разброса гелия (ст.Караман,2007 г.)

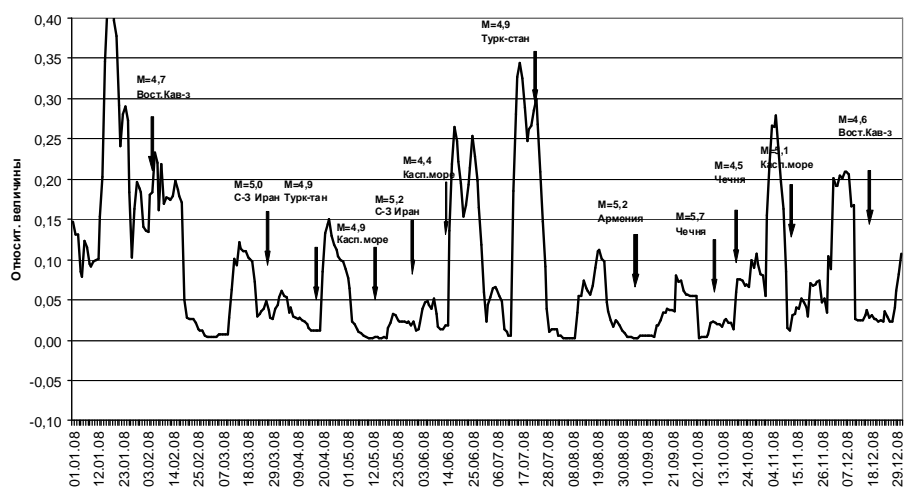


Рис.9. Дисперсия вариаций разброса гелия (ст.Караман,2008 г.)

Сравнение дисперсий вариаций остатка гелия по ст. «Манас» и «Караман» показывает подобие в закономерностях воздействия сейсмических событий на параметры подземных водо-газовых систем, расположенных в разных геолого-тектонических условиях.

Как показал Федотов С.А.[3], заключительная стадия активизации сейсмичности(процесс разрушения структуры) составляет примерно 10% периода повторения для сильных землетрясений.

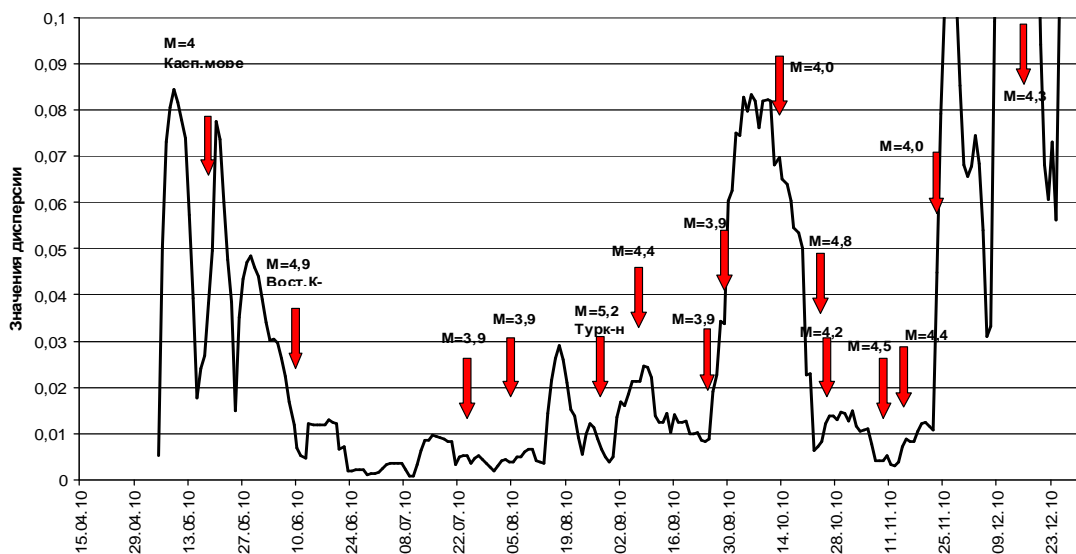


Рис.10. Дисперсия вариаций разброса гелия(скв.№2, Заузанбаш, 2010 г.)

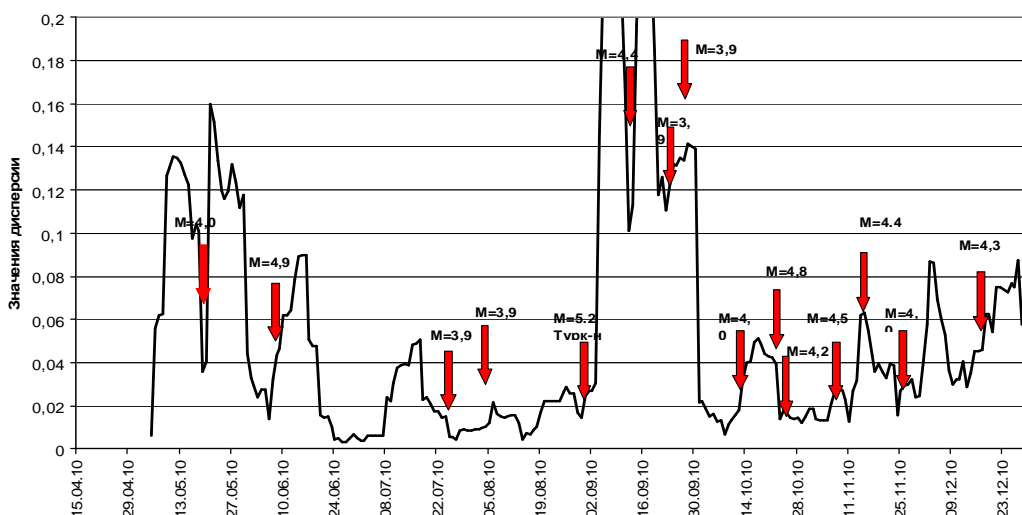


Рис.11. Дисперсия вариаций разброса гелия (скв.42а. Карабудахкент)

На рис. 10 и 11 представлены наиболее свежие данные по дисперсии вариаций разброса гелия по наблюдательным пунктам «Заузанбаш» и «Карабудахкент» за 2010 год.

По мнению Барсукова В.Л., Беляева А.А.[2], очаг землетрясения в этот период представляет собой генератор импульсов возрастающей периодичности и частоты. При этом регистрирующая гидрогазогеохимическая система представляет с собой резонатор с ограниченным набором собственных частот. Появление предвестника отражает эффект резонанса на одной из собственных частот регистрирующей системы. Как отмечают те же авторы[2], эффект резонанса не связан со значительным переносом вещества, а обусловлен реакцией наблюдательной системы на механические колебания, возникающие в обширной области, окружающей очаг подготовки землетрясения. Распространение этих колебаний происходит со скоростью, значительно превышающей скорость миграции геохимических компонентов.

В данном случае использованы сейсмические данные полученные по ССД ГС РАН. Как видно из рисунков 10 и 11, подавляющее большинство землетрясений происходят после повышения значений дисперсии на ее спаде или соответствуют минимальным значениям дисперсии т.е. отмечается подобие с теми закономерностями, которые нами выявлены для геохимических станций «Манас» и «Караман».

Таким образом, мониторинг гелия в области Дагестанского клина показывает о воздействии единого физического фактора на параметры подземных водно-газовых систем при подготовке сейсмического очага. При этом наиболее вероятным представляется появление возбуждающих колебаний в среде за определенный период до сейсмического толчка, которые воздействуют на амплитуду и длительность предвестниковых аномалий и связаны с завершающим этапом разрушения горных пород, в соответствии с законом повторяемости землетрясений. Подавляющее большинство сейсмических событий соответствуют минимальным значениям дисперсии гелия, в параметрах природных газов подземных водно-газовых систем.

Следует особо подчеркнуть, что минимум дисперсии гелия в параметрах подземных водно-газовых систем предполагает и минимум энтропии в возбуждающей термодинамической системе, т.е. в очаге землетрясения в результате релаксации упругой энергии произошла консолидация горных пород, термодинамическая система пришла в наиболее вероятное, устойчивое состояние.

Литература

1. Саидов О.А.. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях. Изв. АН СССР. Геохимия, 1991, № 1, с.27-38.
2. Барсуков В.Л., Беляев А.А. Геохимические методы прогноза землетрясений. М., Наука, 1992, 213 с.
3. Федотов С.А. О сейсмическом цикле.//Сейсмическое районирование СССР. М:Наука,1968, с.314-326.

ЧИРКЕЙСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ И ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Сулейманов А.И., Саидов О.А.

*Институт геологии ДНЦ РАН (ИГ ДНЦ РАН), Дагестанский филиал
Геофизической службы РАН (ДФ ГС РАН), Махачкала Дагестан, Россия.*

В данной статье проводится сравнительный анализ вариаций вертикальной составляющей геомагнитного поля при заполнении и эксплуатации Чиркейского водохранилища с сейсмическими событиями в данном регионе.

Основной целью исследования локальных вариаций геомагнитного поля является получение детальной картины их изменений, отработка методики их интерпретации. В связи с этим, изучение напряженного состояния массива горных пород и сейсмического режима района Сулакского каскада ГЭС с заполнением водохранилищ, в комплексе применяемых геолого-геофизическими методами, с 1981 года проводятся исследования по изучению локальных вариаций геомагнитного поля.

Район исследований, тектоническая область Дагестанский клин, а именно водохранилище Чиркейской ГЭС, расположенного на северо-восточном уступе Кавказского горного сооружения в зоне Сулакского меридиального выступа, который является северо-западным окончанием Дагестанского клина. Объем водохранилища составляет 3.0 млрд. м³ ширина у плотины до 5 км, а глубина 210 м. В период эксплуатации уровень водохранилища сбрасывается на 40 метров, а заполняется практически за три летних месяца.

Практика заполнения крупных водохранилищ в сейсмически активных районах показала, что возникающие в результате заполнения деформации прогибания являются одной из причин возникновения землетрясений возбужденной причины [1].

Численный расчет, проведенный на ЭВМ для Чиркейского водохранилища [2] показало, что максимальное значение деформации прогибания (8 см) отмечается под ложем водохранилища на глубине 1 км., а деформации до 3-4 см. проявляются на глубине до 9 км.

Влияние переменных динамических нагрузок сжатия на магнитные свойства магнетиков [3] показало, что прирост намагниченности по абсолютной величине намного больше изменения намагниченности, вызванного действием постоянного давления. При снятии нагрузки при наличии магнитного поля результирующая намагниченность становится значительно больше, чем намагниченность образца без сжатия в том же поле за счет образования пьезонамагниченности. Этот результат особенно важен для изучения сейсмомагнитного эффекта, так как изменение степени намагниченности горных пород при землетрясении (как правило, резкое уменьшение сжатия в области очага) должно приводить к изменению магнитного поля на поверхности Земли.

Несколько обособленное положение будут занимать вариации геомагнитного поля, обусловленные действием периодических нагрузок от веса воды крупных водохранилищ (в период их заполнения и последующей эксплуатации) на массив горных пород уже имеющих определенную остаточную намагниченность. Поэтому в областях строительства крупных водохранилищ, способных накапливать в естественных условиях упругие деформации, следует особое внимание уделять вариациям геомагнитного поля, образующимся в результате периодического изменения веса воды в водохранилищах, как одному из наиболее информативных предвестников сейсмических событий. Наличие такой связи было отмечено многими исследователями [4], однако четкой временной корреляции пока не обнаружено. При одинаковой магнитуде землетрясения в одних и тех же геолого-тектонических условиях обуславливают появление магнитных аномалий различного знака и величины.

Составляющие естественного геомагнитного поля Земли, связанных с изменениями напряжений, вызванными водной нагрузкой при заполнении и последующей эксплуатации водохранилища, нами измерялись квантовыми магнитометром М-33 и протонным магнитометром ММП-203 для измерения модуля полного вектора T , а также магнитометром М-27М для измерения относительных изменений вертикальной составляющей геомагнитного поля δZ .

На рисунке 1 представлены графики заполнения и последующей эксплуатации Чиркейского водохранилища и соответствующие относительные изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля за 1983-1989 годы. Как видно из графика, с повышением уровня водохранилища, вертикальная составляющая уменьшается по величине, а при последующих заполнениях, относительные изменения вертикальной составляющей уменьшаются по абсолютной величине, за счет усталостных процессов при повторных нагрузках пород в основании водо-

хранилища. При установившемся уровне водохранилища, наблюдается некоторое возрастание вертикальной составляющей за счет процесса релаксации упругих напряжений в основании водохранилища.

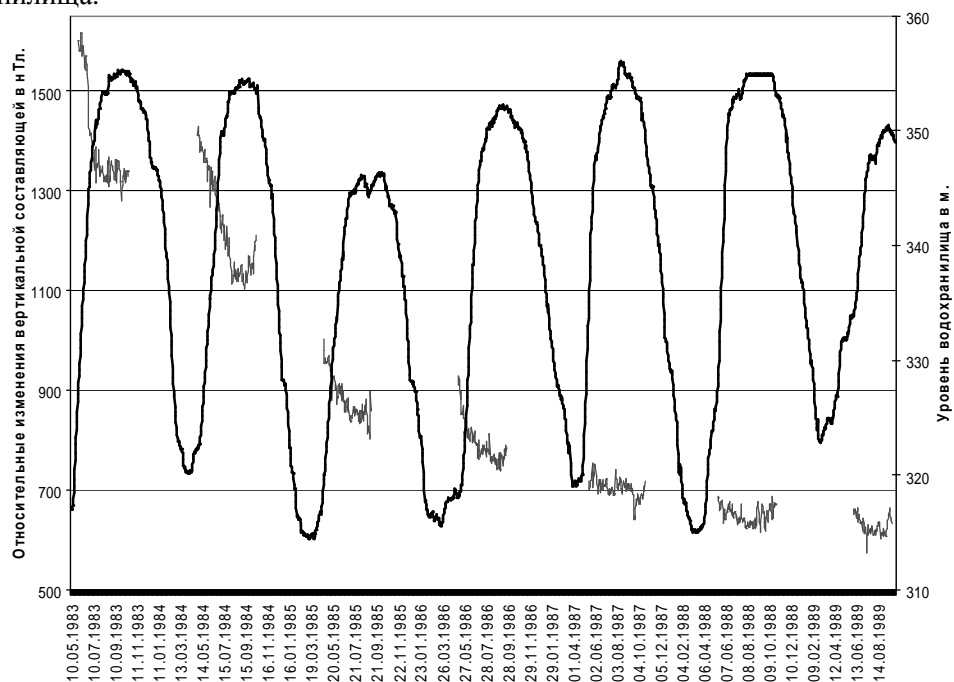


Рис 1. Уровни водохранилища за 1983-1989 годы и соответствующие относительные изменения вертикальной составляющей геомагнитного поля в нТл.

В таблицах 1-7 приводятся координаты, классы и глубины сейсмических событий произошедших за 1983-1989 годы в радиусе 40 километров от плотины Чиркейского водохранилища. Координаты землетрясений, в пределах $\lambda^{\circ}E = 46,5^{\circ} - 47,2^{\circ}$ и $\varphi^{\circ}N = 42,5^{\circ} - 43,1^{\circ}$, выбраны из каталога землетрясений [5] по данным сейсмических станций (Дубки, Дылим, Буйнакск и Каранай), расположенных в непосредственной близости от Чиркейского водохранилища.

Таблица 1 -1983 г.

Дата $\lambda^{\circ}E$	$\lambda^{\circ}E$	$\varphi^{\circ}N$	K	h	Дата	$\lambda^{\circ}E$	$\varphi^{\circ}N$	K	h	Дата	$\lambda^{\circ}E$	$\varphi^{\circ}N$	K	h
24.06	47.1	43.0	10.9	12	12.08	46.5	42.6	8.3	6	14.08	46.6	43.0	8.0	6
29.06	47.0	42.6	9.7	6	12.08	46.6	42.6	9.7	6	14.08	46.6	43.0	7.3	6
30.06	46.5	42.6	6.9	6	12.08	46.5	42.6	8.7	6	14.08	46.6	42.6	7.1	6
30.06	47,2	43,1	10,3	3	12.08	46,5	42,6	7,4	6	14.08	46,6	42,6	7,4	6
30.06	47.2	43.1	8.5	3	12.08	46.6	42.6	8.3	6	14.08	46.5	42.6	7.7	6
3.07	47.0	43.0	7.0	12	12.08	47.0	42.6	9.5	6	15.08	47.0	43.0	9.5	9
5.07	46.5	42.5	6.9	9	12.08	46.6	42.6	8.3	6	15.08	46.6	43.0	9.8	6
6.07	46.5	42.5	7.3	3	12.08	46.6	42.6	9.9	6	16.08	46.6	43.0	7.0	6
12.07	46.5	42.4	7.8	6	12.08	46.5	42.6	9.0	6	17.08	46.3	42.5	8.2	6
13.07	46.5	42.5	7.9	3	12.08	46.5	42.6	8.4	6	21.08	46.5	42.6	6.9	6
14.07	46.5	42.4	7.7	9	12.08	46.5	42.6	8.2	6	22.08	46,5	42,6	6,9	9
17.07	46.5	42.6	7.6	6	12.08	46.5	42.6	8.8	6	22.08	46.5	42.6	7.5	6
18.07	46.5	43.0	6.0	6	12.08	46.6	42.6	9.6	6	23.08	46.6	42.6	8.4	6
19.07	47.1	43.0	8.0	6	12.08	46.6	43.1	9.6	6	25.08	46.6	42.6	8.2	6
19.07	46.5	42.6	8.4	3	12.08	46.6	43.0	8.8	6	25.08	46.6	42.6	7.3	6
20.07	47,1	43,1	8,7	3	12.08	46,5	42,6	7,8	6	26.08	46,5	42,5	9,1	6
22.07	46.5	42.6	7.0	6	12.08	46.5	42.6	8.3	6	26.08	46.5	42.6	7.2	6
30.07	46.5	42.6	7.6	6	12.08	46.6	42.6	8.7	6	26.08	46.5	42.6	6.8	6
31.07	46.6	43.0	7.2	6	12.08	46.6	42.6	7.8	6	27.08	46.5	42.6	7.1	6
02.08	46,6	43,0	8,2	6	12.08	46,6	42,6	8,4	6	30.08	46,5	42,6	8,2	6
4.08	46.5	42.5	8.3	6	12.08	46.5	42.6	7.5	6	1.09	46.6	42.6	7.3	9
04.08	46,5	42,6	8,7	6	12.08	46,6	43,0	9,7	6	1.09	46,6	43,0	8,8	6
6.08	47.1	43.0	9.2	9	12.08	46.6	42.6	9.4	9	8.09	46.5	42.6	8.1	6

7.08	47.1	43.0	10.4	9	12.08	46.6	42.6	7.4	6	8.09	46.5	43.1	8.1	9
08.08	46,6	43,1	10.4	9	13.08	46.6	42.6	7.4	6	9.08	47.2	43.0	8.0	9
9.08	46.5	42.6	7.8	6	13.08	46.5	42.6	7.5	6	10.09	46.5	42.6	8.0	9
10.08	46.5	42.6	7.5	6	13.08	46.6	42.6	10	9	10.09	47.2	43.0	8.0	9
10.08	46.5	42.6	7.3	6	13.08	46.6	42.6	7.7	6	12.09	46.5	42.6	8.7	3
10.08	46.5	42.6	7.2	6	13.08	46.6	42.6	8.5	6	12.09	46.5	42.6	7.6	6
10.08	46.5	42.6	7.1	6	13.08	46.5	42.6	7.8	6	12.09	46.6	42.6	9.0	9
10.08	46.5	42.6	8.4	6	13.08	46.5	42.6	7.8	6	13.09	46.5	42.6	7.0	6
11.08	46.5	42.5	7.6	6	13.08	46.6	43.0	7.6	6	13.09	46.5	43.0	7.5	6
11.08	46.6	43.0	9.1	6	13.08	46.5	42.6	8.0	6	13.09	46,5	43,0	8.3	6
11.08	46.5	42.6	7.8	6	13.08	46.5	42.6	9.0	6	16.09	46.5	42.6	8.3	6
11.08	46.5	43.0	7.0	3	13.08	46.5	42.6	10.	6	16.09	46.3	42.5	8.5	9
11.08	46.6	43.0	9.6	6	13.08	46.5	42.6	8.3	6	20.09	46.5	42.6	7.0	9
11.08	46.6	42.6	8.7	6	13.08	46.5	42.5	7.6	6	23.09	47,1	43,1	8.4	6
11.08	46.6	43.0	8.8	6	13.08	46.5	42.6	6.6	6	29.08	46.5	42.6	8.0	6
11.08	46,6	42,6	10.4	6	13.08	46.5	42.6	7.6	6	5.10	46.6	42.6	7.0	9
11.08	46.5	42.6	7.2	3	14.08	46.3	42.3	8.9	6	6.10	46.5	42.6	7.1	6
11.08	46.8	42.5	8.0	3	14.08	46.6	42.6	8.0	6	6.10	46.5	42.5	7.5	9
11.08	46.5	42.5	7.6	3	14.08	46.6	42.6	7.5	6	6.10	46.5	42.6	7.3	6
12.08	46.5	42.6	8.8	6	14.08	46,5	43,0	10.4	6	7.10	46.5	42.6	7.0	6

Как видно из таблицы 1, за период с 10 августа по 14 август, в районе водохранилища произошел рой землетрясений (65 землетрясений класс землетрясений от 7 до 10, а глубины в основном 6 км.), притом данные сейсмические события произошли при интенсивном подъеме уровня воды в водохранилище.

На рисунке 2 представлен график дисперсий вариации вертикальной составляющей геомагнитного поля за 1983 год. Ступенчатые изменения значений дисперсий в августе, вероятнее всего, являются следствием роя землетрясений, произошедшими в окрестностях Чиркейского водохранилища за данный период времени.

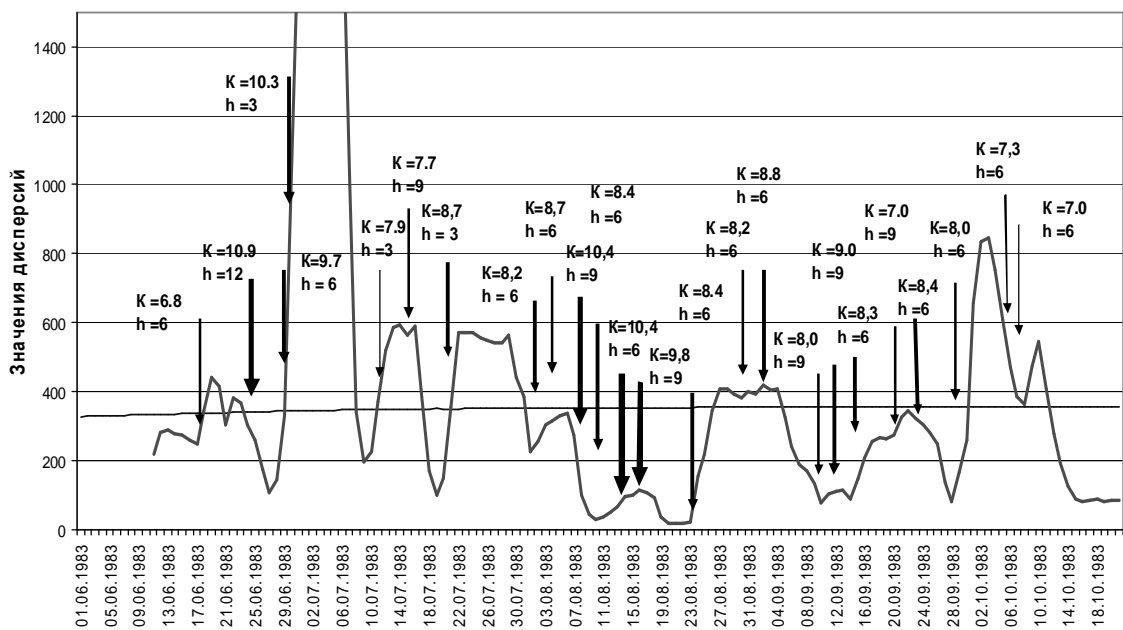


Рис.2. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1983 г.

Таблица 2 -1984 г.

Дата λ°E	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
24.05	47.0	42,9	8.5	6	25.06	46,9	42,9	7.8	6	22.08	47.2	43.1	7.8	6
30.05	47.1	42,9	7.8	25	04.07	46,9	42,8	6.7	6	23.08	46.6	43.0	8.2	6
31.05	47,1	43,0	9.3	6	7.07	46,9	42,9	7.4	6	24.08	46,9	42,9	7.7	6
31.05	47.1	42.8	8.6	25	13.07	46.7	42.9	7.1	6	24.08	46,8	42,9	9.5	6
3.06	46.9	42.8	10.0	6	17.07	46,9	42,9	7.2	6	28.08	47,0	43,1	8.2	6
3.06	46.9	43.0	9.7	6	20.07	46,9	42,9	7.0	6	30.08	46.8	42.9	7.2	6
3.06	46.9	42.9	8.0	6	29.07	46,9	42,9	7.5	6	2.09	46,8	42,9	6.5	3

3.06	46.9	42.9	8.4	6	29.07	47.1	43.0	7.4	6	10.09	47.1	42.9	7.1	6
3.06	46.9	43.0	7.6	6	30.07	46.9	42.8	8.4	6	11.09	46.8	42.7	8.0	6
4.06	46.9	42.9	7.3	6	8.08	47.0	43.1	7.3	6	11.09	47.0	42.9	6.9	6
4.06	46.9	43.0	7.8	6	8.08	46.9	43.1	6.8	6	21.09	46.9	42.9	9.0	9
4.06	46.9	42.9	7.7	6	17.08	46.3	42.9	8.6	25	30.09	46.8	42.7	8.1	6
13.06	47.1	43.0	9.0	6	17.08	46.3	43.0	9.0	25	30.09	46.8	42.9	7.0	3
20.06	46.9	42.9	8.0	6	17.08	46.4	43.0	9.2	6	13.10	46.7	42.9	7.1	6
20.06	46.8	42.7	8.2	6	21.08	46.5	43.0	8.7	25					

В таблице 2 и на рисунке 3 представлены сейсмические события и значения вариаций дисперсий вертикальной составляющей геомагнитного поля за 1984 год. Класс землетрясений от 7 до 10, а глубины преимущественно 6 км. В августе - сентябре 1984 года также наблюдается ступенчатое изменение вариаций вертикальной составляющей, что вероятнее всего, является следствием роя землетрясений, произошедшими в окрестностях Чиркейского водохранилища.

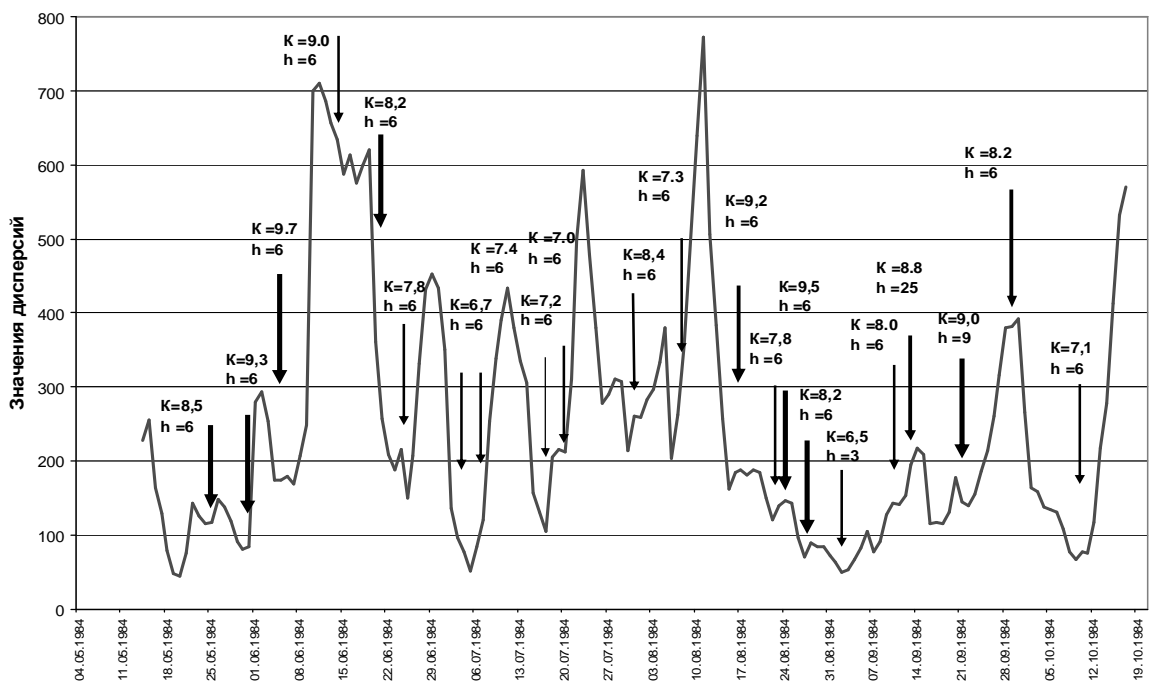


Рис.3. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1984 г.

Таблица 3-1985 г.

Дата λ°E	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
16.05	46,4	42,3	8,8	25	9.07	47.1	43.1	7.6	3	2.09	47.0	43.1	11.3	9
02.06	46,7	42,9	7,3	7	10.07	47.0	42.9	8.2	6	2.09	46.4	42.5	8.7	25
02.06	46,5	43,0	7,7	25	10.07	47.1	43.0	7.7	12	2.09	46.5	42.5	8.7	25
5.06	46,2	42,6	8,4	25	11.08	47,1	43,0	7,6	9	2.09	47.0	43.1	9.3	9
5.06	46,5	42,9	8,0	6	14.08	47,1	43,0	7,2	9	4.09	46,7	43,0	8,2	6
08.06	46,9	42,9	6,7	5	17.08	47,2	42,7	8,1	5	17.09	47,0	42,9	7,1	6
22.06	46,9	42,9	8,4	9	21.08	46,9	43,0	8,4	6	27.09	46,9	42,7	7,3	6
28.06	46,7	42,6	8,0	9	29.08	46,2	42,7	8,3	25	28.09	46,8	42,9	8,7	9
9.07	47,0	43,0	7,0	6	30.08	46,7	42,8	7,8	10					

В таблицах 3-7 представлены сейсмические события за 1985-1989 годы.

Как видно из таблиц 3-7, классы землетрясений находятся в пределах от 7 до 11, но преимущественными классами являются 7-8, а глубины в широком диапазоне - от 3 километра до 25 километра, но основное количество землетрясений происходят на глубине до 9 километров.

На рисунках 4-8 представлены значения дисперсий вертикальной составляющей геомагнитного поля за 1985-1989 годы

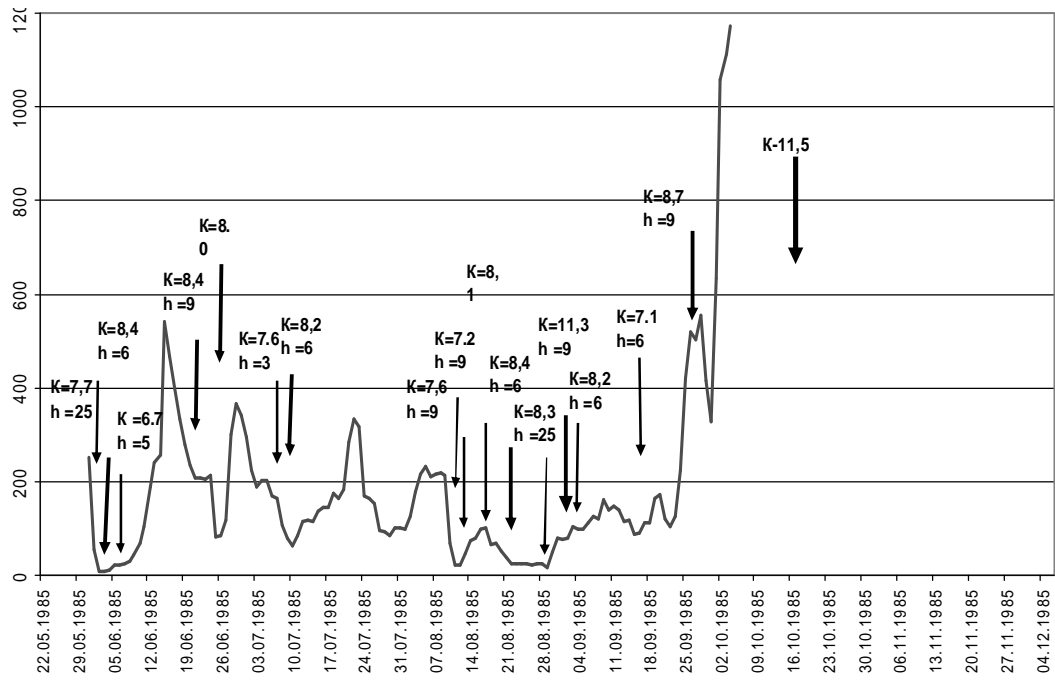


Рис.4. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1985 г.

Таблица 4 -1986 г

Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
1.06	46.5	42.9	8.1	9	18.07	47.0	43.1	6.4	6	15.09	46.9	42.8	7.1	6
2.06	47.1	43.0	8.2	6	22.07	46.7	42.6	6.7	6	17.09	46.9	42.9	7.6	6
18.06	47.2	43.0	8.9	6	27.07	46.9	42.9	10.1	6	18.09	46.9	42.9	7.1	6
27.06	46.8	42.9	7.6	6	30.07	47.0	42.8	7.8	6	23.09	47.1	42.9	8.6	6
28.06	46.8	42.7	7.7	6	15.08	47.0	42.5	7.8	6	25.09	46.9	42.8	7.0	6
1.07	46.9	42.9	6.5	6	22.08	46.8	42.9	7.5	3	27.09	46.9	42.6	7.4	6
6.07	46.9	42.9	7.4	6	23.08	47.2	42.7	8.5	3	28.09	46.7	43.0	7.1	6
6.06	46.9	42.9	6.4	6	24.08	46.9	42.9	7.7	6	2.10	46.9	42.9	8.0	12
8.07	46.9	42.8	6.7	6	2.09	47.0	42.9	7.7	6					
17.07	46.8	42.9	6.8	6	13.09	46.9	42.9	7.5	3					

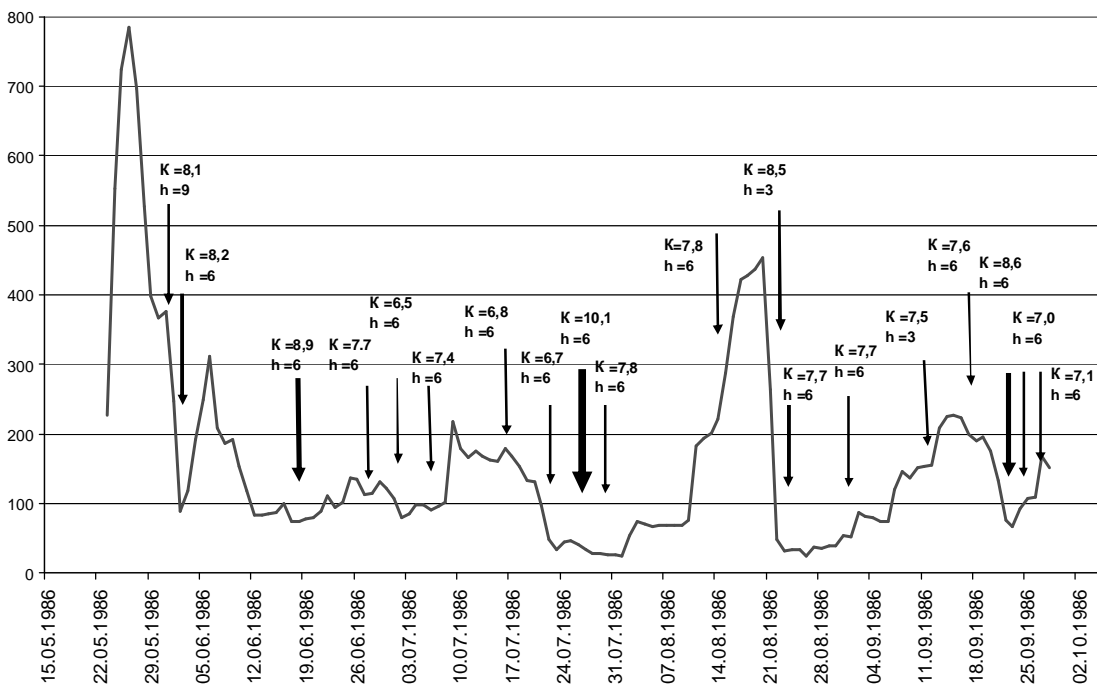


Рис.5. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1986 г.

Таблица 5 -1987 г.

Дата λ°E	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
21.05	47.0	42.9	7.6	6	20.07	46.2	42.7	9.2	10	10.09	46.2	42.9	9.5	25
22.05	46.9	42.9	7.1	6	22.07	47.1	43.1	8.4	3	11.09	47.0	42.9	10	6
26.05	46.9	42.9	6.9	6	25.07	47.1	42.7	8.0	6	12.09	46.9	42.5	7.3	6
11.06	46.5	42.4	7.8	25	31.07	47.1	43.0	10.5	6	13.09	46.9	42.9	8.0	6
18.06	46.9	42.9	7.0	6	2.08	47.0	42.9	9.1	6	13.09	47.0	42.9	6.8	6
18.06	46.9	42.9	7.2	6	2.08	46.6	42.7	7.0	6	14.09	46.4	42.7	9.5	6
24.06	46.2	42.9	8.6	25	3.08	46.9	42.9	8.0	6	15.09	46.9	42.8	6.3	3
27.06	46.8	42.7	7.4	6	6.08	46.9	42.9	7.4	9	15.09	46.9	42.8	7.3	6
05.07	47.1	43.0	9.3	6	16.08	46.9	42.9	7.2	6	21.09	46.9	42.9	7.5	6
06.07	47.1	43.0	7.5	6	18.08	47.1	43.0	7.0	6	25.09	46.9	42.9	7.6	3
09.07	46.9	43.1	8.1	3	19.08	47.0	42.9	6.5	6	28.09	47.0	42.9	7.2	6
11.07	46.5	43.0	6.5	3	22.08	46.9	43.2	7.5	6	29.09	47.0	42.9	7.7	6
19.07	46.3	42.6	9.7	25	26.08	47.2	42.7	8.0	6	8.10	47.0	42.9	8.7	6
20.07	46.3	42.6	9.1	25	27.08	47.1	42.7	8.1	6	16.10	47.0	42.9	7.2	6
20.07	47.0	42.9	8.2	3	8.09	46.9	42.9	7.4	3	17.10	46.9	42.9	7.2	6

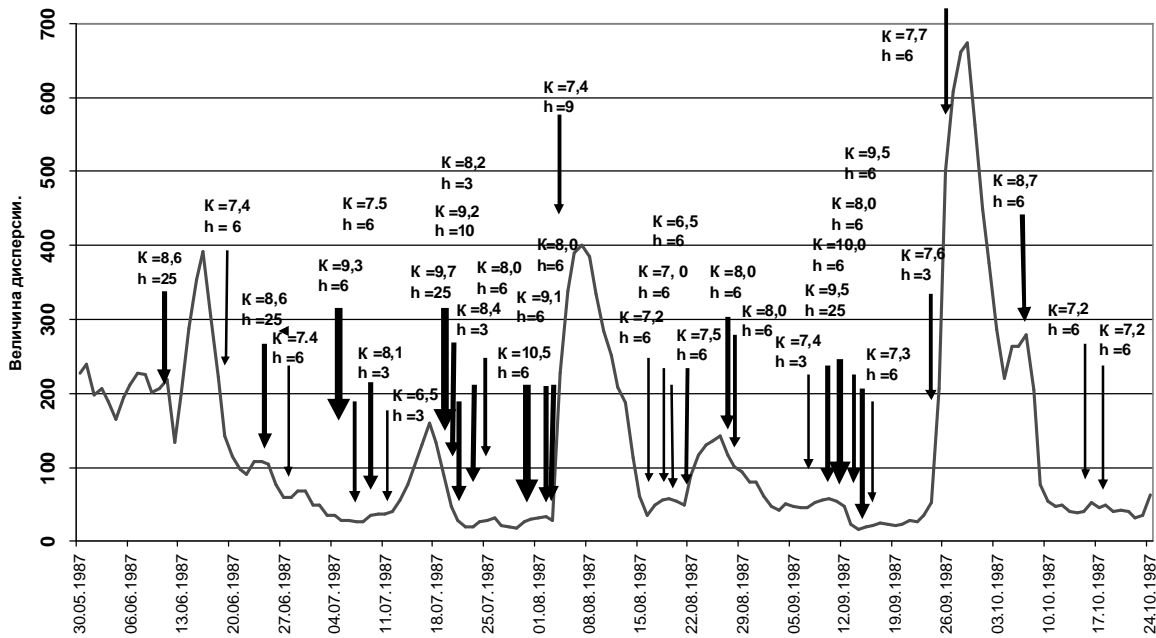


Рис.6. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1987 г.

Таблица 6 -1988 г.

Дата λ°E	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
1.06	47.1	42.7	7.2	6	1.07	46.7	42.6	7.5	25	8.09	46.9	42.9	7.7	6
3.06	46.4	42.9	6.9	6	3.07	46.8	42.9	7.5	6	22.09	46.3	42.6	8.3	8
5.06	46.9	42.8	8.2	6	24.07	46.9	42.9	7.3	3	28.09	46.7	43.2	8.6	13
6.06	46.4	42.9	7.2	6	29.07	46.7	42.7	7.0	3	3.10	46.3	42.9	9.7	25
9.06	46.9	42.7	6.8	3	30.07	46.7	42.7	6.7	3	4.10	46.4	43.0	9.1	1
10.06	47.2	42.4	8.3	25	7.08	47.0	43.0	7.3	9	6.10	46.5	42.9	7.3	6
11.06	46.7	43.1	7.5	6	9.08	47.0	42.4	6.5	6	11.10	47.1	43.0	7.0	6
23.06	46.7	43.1	6.5	6	11.08	47.1	43.0	8.0	6	17.10	46.9	42.9	7.3	6
24.06	46.5	42.4	10.5	18	19.08	46.8	42.9	7.5	6	25.10	47.0	43.0	7.2	6
28.06	46.6	43.2	8.9	6	21.08	47.1	43.0	7.8	12	30.10	47.0	43.0	9.8	6
29.06	46.7	42.5	7.8	25	30.08	47.0	43.1	9.0	25					

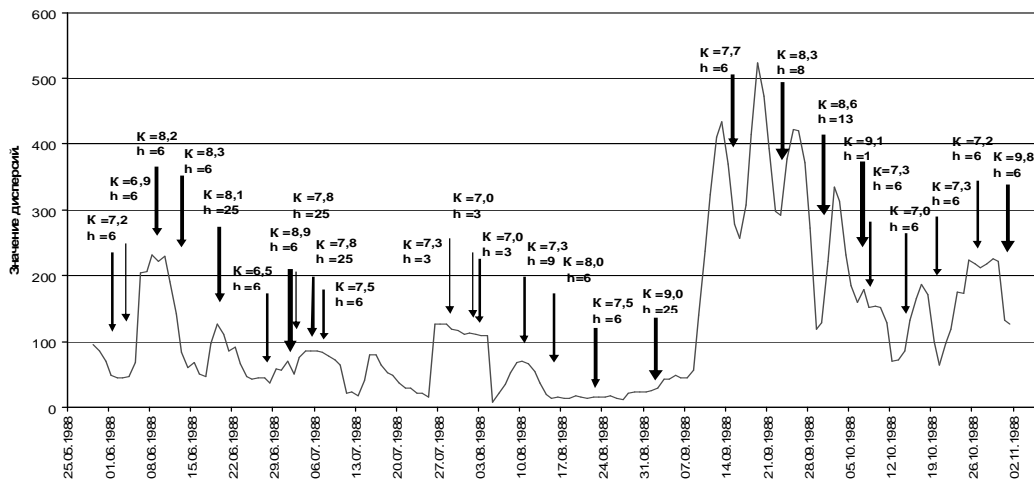


Рис.7. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1988 г.

Таблица 7 - 1989 г.

Дата λ°E	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h	Дата	λ°E	φ°N	K	h
19.06	46.9	42.7	8.4	9	7.08	47.0	42.9	7.3	6	6.09	47.0	42.8	7.0	6
25.06	47.1	43.0	7.6	9	7.08	47.0	42.9	6.7	6	8.09	46.9	43.3	8.8	25
4.07	47.0	43.1	6.2	6	8.08	46.8	42.9	6.1	6	8.09	46.7	43.2	12	25
18.07	46.9	42.9	7.5	6	8.08	46.8	42.9	6.2	6	8.09	46.7	43.4	11.4	6
23.07	46.9	42.9	10.5	9	10.08	47.1	43.0	8.5	6	8.09	46.7	43.2	7.5	25
23.07	46.9	42.9	6.0	6	11.08	46.9	42.9	7.1	6	9.09	47.0	43.0	6.7	6
30.07	46.6	42.8	6.5	6	12.08	46.5	42.3	9.8	37	11.09	46.6	43.2	7.6	25
2.08	46.9	42.9	6.6	6	14.08	46.8	42.9	6.3	6	12.09	46.7	43.2	7.5	25
5.08	46.5	42.5	8.1	6	20.08	46.4	43.2	8.7	6	14.09	47.3	43.1	8.3	25
6.08	47.0	42.8	7.1	9	2.09	46.9	42.9	6.7	3					

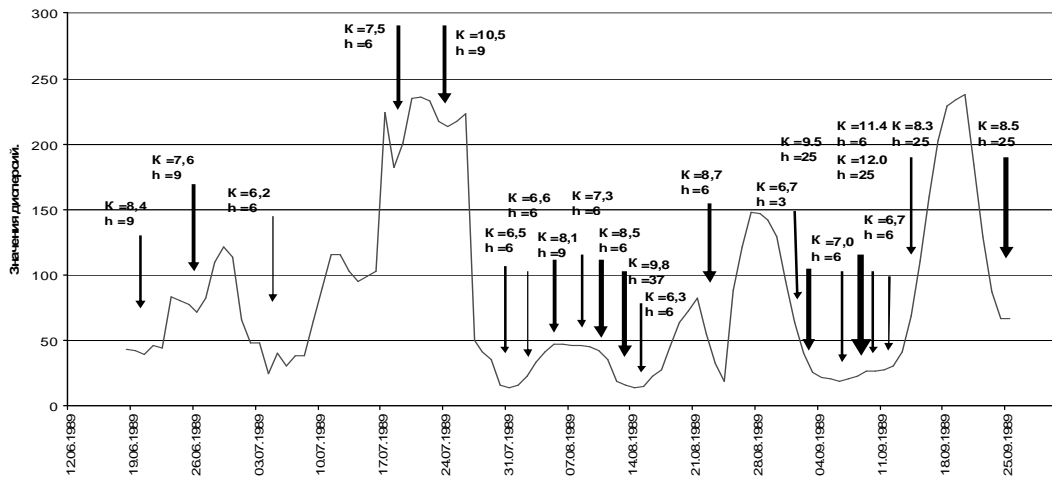


Рис.8. Дисперсия вариаций вертикальной составляющей за 1989 г.

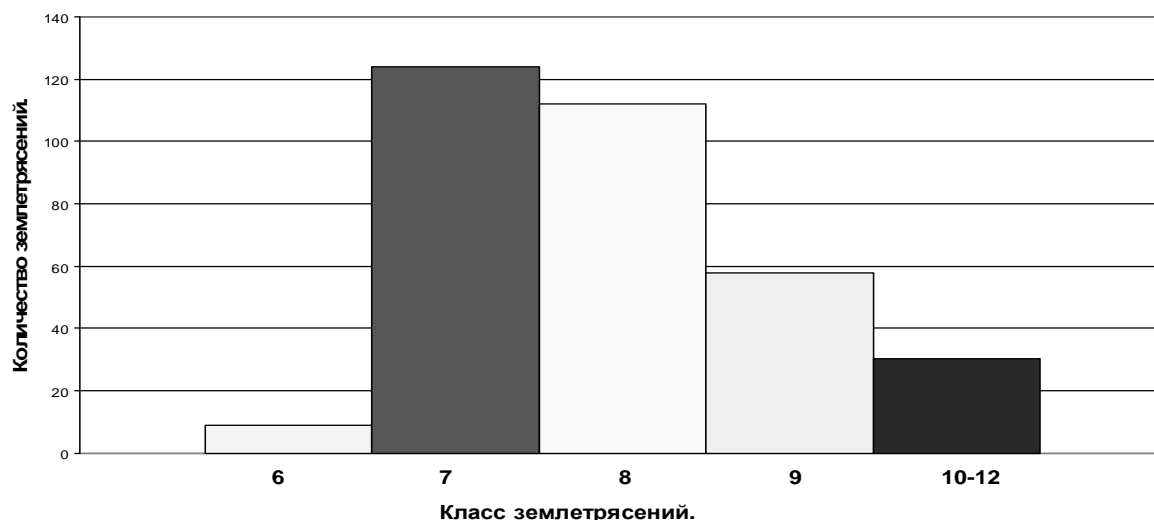
Из рисунков 2-8 мы видим, практически все сейсмические события происходят после некоторого повышения величины дисперсии, на ее спаде или соответствуют ее минимальным значениям, что является прогностическим признаком, указывающим на подготовку ожидаемого сейсмического события в данном регионе.

Как видно из таблиц, в основном все землетрясения по глубинам можно классифицировать на два вида:

а) мелкофокусные землетрясения, произошедшие на глубинах от 3 до 6 километров, которые относятся к землетрясениям, спровоцированными водной нагрузкой Черкейского водохранилища;

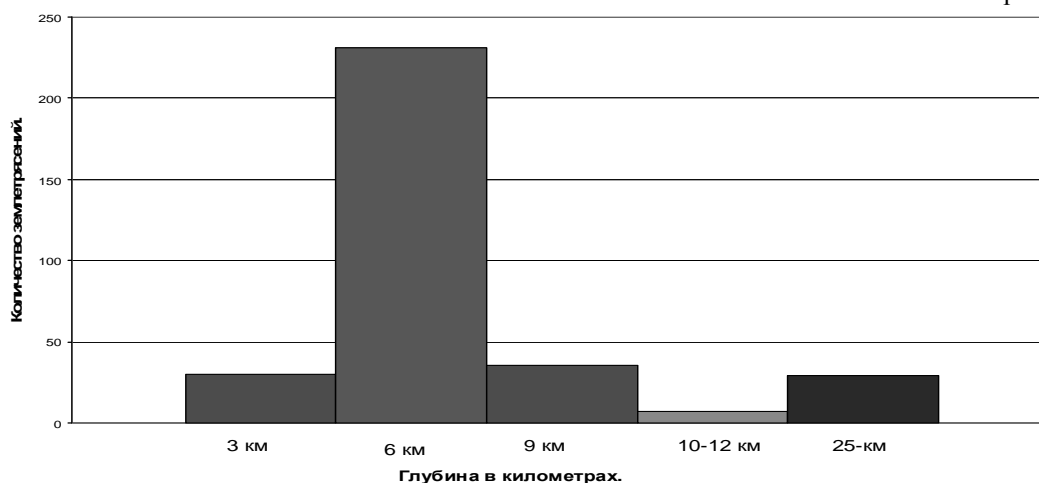
б) землетрясения тектонической природы, глубины которых лежат в пределах от 9 до 25 километров, спровоцированы в земной коре локальной нагрузкой режима уровня водохранилища.

Гистограмма 1



На гистограмме 1 показано распределение землетрясений за 1983-1989 годы по классам в радиусе 40 километров от плотины Чиркейской ГЭС. Как видно, преимущественными классами являются землетрясения 7 и 8 классов, что составляют 71 % от всех землетрясений.

Гистограмма 2.



На гистограмме 2 показано распределение землетрясений за 1983-1989 годы по глубинам. Как видно из гистограммы землетрясения, произошедшие на глубинах от 3 до 6 километров, составляют 80 % от всех землетрясений за данный период времени.

Таким образом, в основном все землетрясения 1983-1989 годов можно отнести к землетрясениям техногенного характера, которые произошли за счет изменения напряженного состояния массива горных пород под действием нагрузки при заполнении Чиркейского водохранилища.

Литература

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. Изд. «Мир», М, 1979, 245с.
2. Саидов О А. Докл АН СССР. Геохимия №1, 1991, с 27-38.
3. Фингер Д.Л. Влияние переменных нагрузок сжатия на магнитные свойства магнетита. . Изв.АН СССР, сер. геофиз., 1951, № 5,
4. Сковородкин Ю.П., Безуглая Л.Е. Связь геомагнитных вариаций с гидрорежимом на Гармском полигоне.- Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 4, с 105 109.
5. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. – Махачкала, 2007.

ДИНАМИКА УРОВНЯ ИРГАНАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА И ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ.

Сулейманов А.И., Саидов О.А.

Институт геологии ДНЦ РАН (ИГ ДНЦ РАН), Дагестанский филиал
Геофизической службы РАН (ДФ ГС РАН), Махачкала Дагестан, Россия.

Рассмотрены вариации естественного магнитного поля, связанные с напряжениями, вызванными водной нагрузкой Ирганайской ГЭС. Выявлены изменения модуля полного вектора и вертикальной составляющей геомагнитного поля от изменения режима заполнения водохранилища, путем проведения режимных измерений в окрестностях водохранилища на закрепленных пунктах профиля и сравнения полученных данных с измерениями на опорной точке, а также зависимость вариаций геомагнитного поля от сейсмических событий в данном регионе.

Заполнение крупных водохранилищ в сейсмически активных районах приводят к возникновению землетрясений возбужденной природы [1]. При этом, изменение намагниченности горных пород, под воздействием переменных нагрузок при заполнении и эксплуатации крупных водохранилищ, служат основной причиной локальных изменений геомагнитного поля в данном регионе, т. е. пьезомагнетизм горных пород и является основной причиной геомагнитных вариаций.

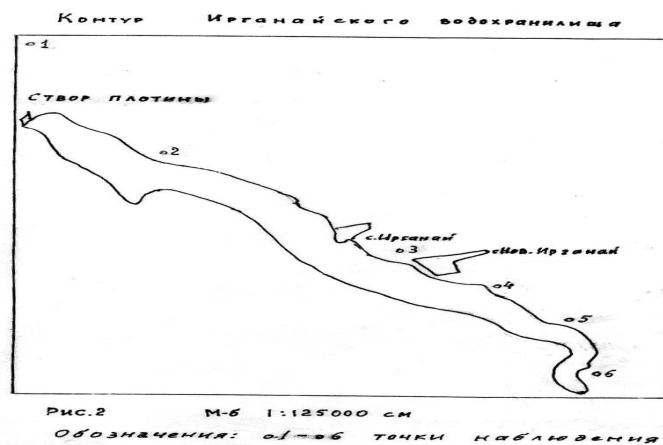


Рис. 1. Контур Ирганайского водохранилища.

Заполнение водохранилища Ирганайской ГЭС, начато в 2006 году с отметки 457 м, а до максимальной отметки 547 м. водохранилище достигло в 2008 году. Проектируемый объем водохранилища 800 млн. куб. метров, а практический объем водохранилища составляет 600 млн. куб. метров. Годовая амплитуда уровня зеркала водохранилища при эксплуатации достигает 30 м.

На рисунке 1 показан контур водохранилища Ирганайской ГЭС и закрепленные точки, на которых проводились измерения вариаций модуля полного вектора δT и вертикальной составляющей δZ геомагнитного поля магнитометрами ММП-203 и М 27-М.

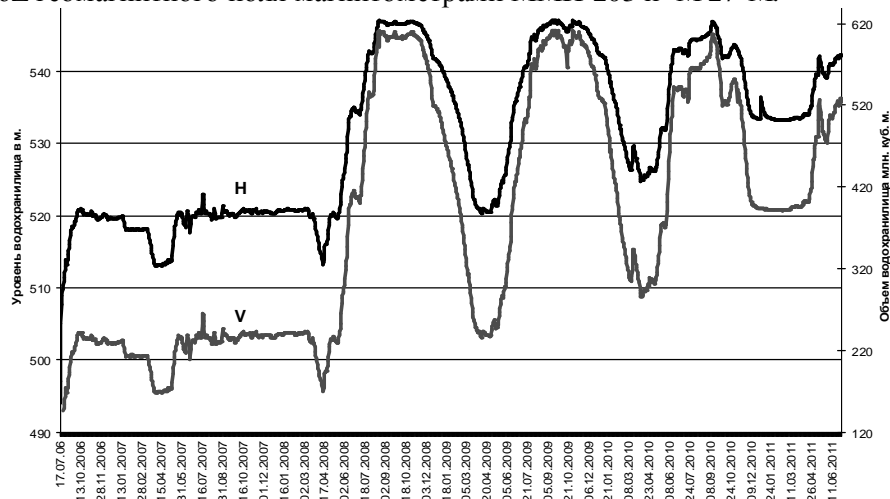


Рис. 2. Уровень и объем водохранилища за 2006-2011 годы.

На рисунке 2 представлен график заполнения и объема Ирганайского водохранилища за 2006-2011 годы. Заполнение водохранилища в 2006-2007 проводилось ступенчато, для уменьшения риска возникновения возбужденной сейсмичности в данном регионе.

Как видно из рисунка, графики уровня и объема водохранилища, как бы повторяют друг друга. Это потому что, водохранилище Ирганайской ГЭС расположено в узком каньоне.

На рисунке 3 представлены графики изменения вариаций модуля полного вектора δT и вертикальной составляющей δZ в нТл на точке №3 за 2006-2011 годы, совмещенные с графиком заполнения водохранилища.

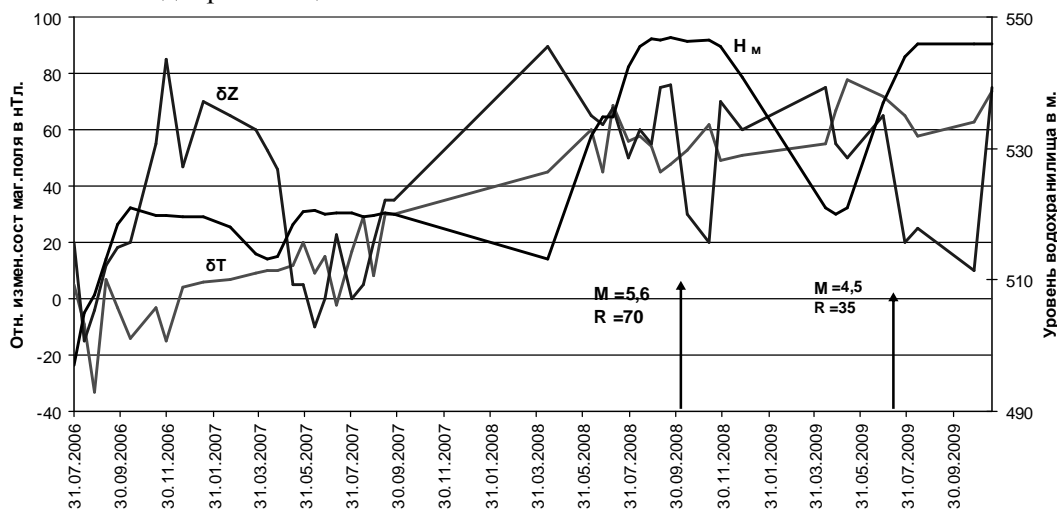


Рис.3. Уровень водохранилища и вариации δT и δZ за 2006-2011 годы.

Как видно из графика, в октябре 2008 года на фоне проявления незначительной вариации δZ в период интенсивного подъема уровня и набора массы воды в водохранилище наблюдается, наоборот, резкое изменение вертикальной составляющей δZ в период стабилизации уровня. Это происходит непосредственно перед Курчалоевским землетрясением. Данное изменение позволяет предположить, что аномальная вариация вертикальной составляющей геомагнитного поля связана с подготовкой сильного землетрясения $M=5,6$ на расстоянии 70 км.

В июне 2009 года наблюдается резкое изменение вертикальной составляющей перед сейсмическим событием с $M=4,5$ на расстоянии 35 км от плотины Ирганайского водохранилища. Данное землетрясение относится к землетрясениям техногенного характера, вызванного изменениями напряженного состояния массива горных пород в основании водохранилища при его заполнении.

Литература.

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения.– М.: Мир, 1979– с 245.