

ISSN 0024-497X

• НАУКА •



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

6

НОЯБРЬ—ДЕКАБРЬ

1993

СОДЕРЖАНИЕ

Тимофеев П.П., Троицкий В.И. Фациальные и формационные исследования — основа системного анализа уровней организации осадочных образований (к теории формационного анализа)	3
Михайлов Б.М., Басков Е.А., Горбачев Б.Ф., Долгополов В.Ф. Генетические группы рудоносных экзогенных формаций	16
Ковалевская И.С., Моргун Е.Г., Рысков Я.Г., Самойлова Е.М. Геохимические закономерности формирования минералов крупной фракции почв сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья	25
Недумов Р.И. Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 1. О связи условий формирования с литологией и геохимией майкопских отложений	36
Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 3. Генезис	55
Вознесенская Т.А. Вещественный состав отложений каледонского обрамления Хангайского синклиниория (Центральная Монголия)	69
Солодов И.Н., Киреев А.М., Зеленова О.И., Умрихин В.А. Техногенные окислительные изменения восстановленных ураноносных песчаных отложений морского генезиса	84
Свигоц А.А., Воскресенская Т.Н. Литология и фации четвертичных отложений российского побережья Каспия	97

Краткие сообщения

Кузнецов И.И., Мальченко Е.Г., Горяев С.М. Перспективы поисков палеозойских руд марганца на территории Казахстана	108
Федоренко Я.Д. Целестин и стронций в гипсах и гипсоносных отложениях девона Латвии	112
Жмур С.И., Герленко В.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А., Лобзова Р.В. Цианобактериальная бентосная система — продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии	122
Григорьев В.С., Лобзова Р.В. Изотопы стронция и время метаморфизма черных сланцев Срединно-Камчатского массива	127
Валерий Петрович Петров	132
Виталий Борисович Татарский	135
Алексей Иванович Ляшенко	137
Содержание журнала за 1993 г.	139
К сведению читателей нашего журнала	143

CONTENTS

<i>Timofeev P.P., Troitsky V.I.</i> Facial and formational research is the background of the systematic analysis of the arrangement level of sedimentary sequences (on the formational analysis theory)	3
<i>Mikhaylov B.M., Baskov E.A., Gorbachev B.F., Dolgoplov V.F.</i> Genetic groups of ore exogenic formations	16
<i>Kovalevskaya I.S., Morgun E.G., Ryskov Ya.G., Samoylova E.M.</i> Geochemical features of large fraction minerals formation in soils of conjugate landscapes in Central Cis-Caucasus.	25
<i>Nedumov R.I.</i> Lithology, geochemistry and paleogeography of the Cenozoic deposits in the Cis-Caucasus. Communication 1. The relation of the formation setting of the Maykop deposits to their lithology and geochemistry	36
<i>Makhnach A.A., Gulis L.F.</i> Nodular cherts in the Devonian and Cretaceous carbonate deposits of Byelorussia. Communication 3. Genesis	55
<i>Voznesenskaya T.A.</i> The composition of Caledonian framework deposits in the Khangay synclitorium (Central Mongolia)	69
<i>Solodov I.N., Kireev A.M., Zelenova O.I., Umrikhin V.A.</i> Technogenic oxidation alterations in the reduced uranium sandy deposits of marine genesis	84
<i>Svitoch A.A., Voskresenskaya T.N.</i> Lithology and facies in the Quaternary deposits of the Russian Caspian coast	97

In Brief

<i>Kuznetsov I.I., Mal'chenko Ye.G., Goryaev S.M.</i> Prospects for the Paleozoic manganese ores in the territory of Kazakhstan	108
<i>Fedorenko Ya.D.</i> Celestine and strontium in gypsum and gypsumbearing Devonian deposits in Latvia	112
<i>Zhmur S.I., Gorlenko V.M., Rosanov A.Yu., Zhegallo E.A., Lobzova R.V.</i> Cyanobacterial benthic system — a producer of shungite carbonic substance in the Lower Proterozoic in Karelia	122
<i>Grigoryev V.S., Lobzova R.V.</i> Strontium isotopes and the time of black shale metamorphism in the Median-Kamchatka massif	127
Valery Petrovich Petrov	132
Vitaly Borisovich Tatarsky	135
Aleksey Ivanovich Lyashenko	137
The content of the Journal for 1993	139

УДК 551.7.022:552.1

© 1993 г. Тимофеев П.П., Троицкий В.И.

**ФАЦИАЛЬНЫЕ И ФОРМАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ – ОСНОВА
СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА УРОВНЕЙ ОРГАНИЗАЦИИ
ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

(к теории формационного анализа)

На основании анализа и синтеза различных теорий и идей, а также методов изучения осадочных и вулканогенно-осадочных образований рассмотрены многочисленные факторы, определяющие и направляющие процессы седиментогенеза. Разработанный ранее на широкой генетической основе метод детального комплексного литолого-фациального изучения осадочного чехла континентальных и океанских блоков Земли позволил решить многие основополагающие проблемы их генезиса. Показано, что формационный анализ должен быть продолжением и углублением фациального, которые обуславливают более высокий уровень системного анализа организации познаний осадочных образований.

Одним из основных методов научных исследований является системный анализ природных объектов и событий в их иерархической соподчиненности и целостности. Выделяемые как целостные системы уровни организации качественно отличаются друг от друга, а их строение и развитие подчиняются действию специфических, свойственных только им законов (понятий, гипотез, теорий). Их экстраполяция с одного уровня на другой требует особой осторожности. В равной мере это положение справедливо при классификации уровней организации геологических объектов: внутриатомная частица – атом – минерал – литологический тип осадка (литотип) – генетический тип осадка (генотип) – фациальный тип осадка (фация) – формация¹ – ассоциация формаций. Их необычайная сложность, значительное число уровней исследования, неоднозначность теорий и систем понятий, неопределенность отношений между методами исследования и логико-теоретическими принципами обобщения, частое отсутствие четких границ между уровнями, разночтение единства и взаимосвязи структурно-вещественных и генетических сторон осадкообразования, множество прямых и обратных часто опосредованных связей и многое другое в значительной степени определяют состояние теории, порождают обилие представлений об иерархиях геологических тел, принципах и методах их выделения и классификации.

¹Формация – седиментационное геологическое тело. Под формацией понимается естественный, парагенетически связанный местом и условием образования крупный комплекс фациальных типов осадков, приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующий определенной стадии его тектонического развития. Под *фацией* понимается комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались парагенетически связанные генетические типы осадков, а также сами осадки, обладающие определенным сочетанием генетических признаков (условия + осадок) [17].

При этом обращает внимание тот факт, что, несмотря на различия в ранжировке геологических тел и понятий, вкладываемых в их определение, большинство исследователей в своих классификациях исходят из ставшего фундаментальным положения о реальности иерархического ряда осадочного вещества, каждое из которых представляет собой качественно иной уровень организации и одновременно являются отображением качественно иных геологических процессов [4–7, 13, 15–19, 22, 23, 25–29].

Успехи науки будущего, как это подчеркивал В.И. Вернадский [2], будут определяться не столько углубленным развитием уже сложившихся направлений, сколько их специализацией по отдельным проблемам с последующим их перерастанием в новые ветви науки. К их числу с полным основанием можно отнести представления о ландшафтах и фациях (осадок + условия образования), а в недалеком будущем — о едином комплексном учении о геологических осадочных формациях. Возникнув в недрах науки о Земле, они не только синтезировали достижения и методы литологии, тектоники, исторической геологии, палеонтологии и стратиграфии, петрологии, геохимии, геофизики и др., но и одновременно получили признание как новые направления в геологической науке.

Методология системного генетического анализа осадочных образований исходит из обязательности познания генезиса осадков, их фациально-ландшафтной природы, формаций и их комплексов, что должно быть положено в основу создания учения о геологических осадочных формациях.

Н.С. Шатский в 1939 г. в докладе, опубликованном в виде развернутых тезисов "О движении и развитии земной коры" [25], основываясь на анализе структур земной коры и связанных с ними комплексов осадочных и вулканогенно-осадочных пород, впервые высказал мысли о геологических формациях как о новом по существу направлении в геологической науке. Н.С. Шатский писал, что будущее геологической науки состоит в том, что для решения общих проблем геологии нашей страны, да и планеты в целом, необходима хорошая теория, базирующаяся на всеобъемлющей научно обоснованной детальной трактовке наблюдаемых фактов, и что мы пока находимся всего лишь в самом начале этого процесса [27]. Он полагал, что к их анализу и синтезу нужно подходить комплексно, всесторонне, с учетом всего многообразия природных процессов, событий и явлений. По его глубокому убеждению в будущем метод формационного анализа принесет очень большую пользу геологической науке и практике. Несколько ранее, т.е. в 1954 г., Н.С. Шатский писал: "Я думаю, что это связано с тем, что в нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический (здесь и ниже разрядка наша. — П.Т., В.Т.) подходы. И такой единый формационный метод должен дать эффективные результаты" [26, с. 12]. Недооценка возможностей расшифровки развивающихся геологических процессов, и прежде всего генезиса осадков и пород, выяснение на этой основе причин, обуславливавших их протекание, отодвигает в будущее прогнозирование свойств и условий поведения формаций, тем самым тормозит ускоренное решение такой важной части практической деятельности, как прогноз и целенаправленный поиск полезных ископаемых.

Многообразие генетических особенностей осадконакопления и формирования образования находит свое отражение в составе и масштабах проявления осадочных полезных ископаемых, составляющих не менее 75–80% общего минерального сырья. Успехи их прогнозирования и поисков в значительной степени предопределяются состоянием знаний о металлогенической (минералогенической) специализации формаций на определенные, свойственные только им полезные ископаемые, о положении месторождений во внутренней структуре типовых формаций. На этой генетической базе развиваются литолого-фациальные и фор-

мационные методы регионального и локального прогнозов и поисков месторождений полезных ископаемых.

Признание единства структурно-вещественной и генетической сторон осадконакопления и формациеобразования свидетельствует о необходимости изучения не только уровней организации осадочного вещества, но и в равной мере типизации и классификации породивших их геологических процессов. Центральное место в этой проблеме занимает вопрос о границах между осадками, фациями, формациями и их ассоциациями – то образуемое в результате нарастания количественных признаков новое качество, которое оказывается ответственным за новый уровень организации осадочного вещества. Условия осадконакопления и формациеобразования являются также качественно различными категориями.

Седиментологический и литогенетический аспекты генетического подхода к изучению формаций позволяют восстановить условия их накопления (генезис), познать закономерности их состава и внутреннего строения, связи с другими формациями, а также проследить особенности их последующего развития и преобразования. Недооценка роли фациальных исследований, стремление выделять формационные подразделения эмпирически непосредственно путем анализа палеотектонических и палеоклиматических обстановок, т.е. без глубокого изучения генезиса осадков и их парагенезиса, значительно снижают эффективность реконструкций седиментационных бассейнов [20].

Среди многих направлений в изучении и классификации осадочных образований генетический принцип представляется наиболее перспективным. Учитывая состояние теории, он намечен пока в общей принципиальной форме. Однако даже в этом случае расширяются возможности в части расшифровки сложных процессов мобилизации осадочного вещества, его движения, дифференциации, накопления и образования осадков в различных фациальных ландшафтах, развитие которых во времени приводит к становлению формаций.

В итоге все многообразие генетических типов осадочных образований предопределялось общим ходом изменений типа палеотектонических структур, их геотектонического режима и палеогеографии. Огромное влияние на образование различных типов осадочных формаций имеют также палеоклимат и состав вещества, поступающего в бассейн седиментации. Однако не всегда учитывается, что палеоструктура, геотектонический режим и палеогеография, являясь категориями более высокого порядка, чем палеоклимат и вещество, предопределяют и направляют развитие структурно-вещественных систем (минералов – формаций). Они действительно все, хотя и в разной степени, влияют на их образование и происхождение, но не прямо, а опосредованно – путем их трансформации в ландшафты и палеогеографические обстановки осадконакопления. Ландшафты (фациальные ландшафты) в прямом смысле цементируют единство генетической и структурно-вещественной сторон формационного анализа, т.е. образуют парагенезы фациальных типов осадков, а в конечном счете геологические формации и их ассоциации.

Подобные представления расширяют возможности выделения и типизации обстановок осадконакопления и связанных с ними генетических типов осадков, фаций и формаций. Их классификации при этом оказываются открытыми и не ограничиваются жесткими рамками, к сожалению, еще весьма спорных представлений о палеоклиматах, тектонических режимах, типах регионов и стадий их развития, источниках вещества и в целом их необратимой эволюции.

Таким образом, основу генетических принципов и методов изучения осадочных образований составляет фациальный анализ с его последующим перерастанием в формационный синтез. Формационным исследованиям должен в обязательном порядке предшествовать фациальный анализ [13, 16, 17].

Несмотря на несовершенство и противоречивость понятийной базы, большинство исследователей рассматривают в качестве основных фундаментальных положений литологии такие понятия, как латеральная зональность осадочных накоплений и их последовательность в разрезах земной коры, выраженные в закономерной смене по латерали фаций и формаций (фациальная и формационная зональность), а также их историко-геологическая последовательность (смена циклов-парагенезов генетических и фациальных типов осадков, т.е. цикличность). Важнейшими качествами каждой из рассматриваемых иерархий являются свойственные только им латеральные (хороструктурные) и историко-геологические (хроноструктурные) связи. Представления о генезисе, фациальной обусловленности осадков (их формаций), прерывисто-непрерывном их развитии следует дополнить положениями Н.М. Страхова [16] о необходимости четкого разграничения акцессорных, порообразующих и, наконец, формациеобразующих процессов и их факторов, а также А.Л. Яншина [28], Ю.А. Жемчужникова [5] и др. о необратимой эволюции осадконакопления в истории Земли.

В настоящее время изучение и классификация осадков (пород) осуществляются по двум главным направлениям – собственно петрографическому и петрогенетическому (фациально-петрографическому). В петрографических классификациях осадки рассматриваются как структурно-вещественные, в значительной мере формализованные категории, разделяемые по гранулометрической размерности и характеру упаковки компонентов, по соотношению терригенных, аутигенных и биогенных составляющих, минеральному составу и др. Их применение в реконструкциях не решает поставленной задачи, а сами классификации оказываются вспомогательными. Разработка развернутой генетической классификации осадков и пород является делом будущего. Однако ее основополагающие принципы заложены в представлениях о петрогенезисе, фациальной обусловленности и зональности осадконакопления.

Ландшафт, представляя собой единую генетическую систему, контролирующую общий ход осадконакопления, также оказывается уровенно организованным. В общем виде эти представления впервые были сформулированы в учении о зонах природы [3], биосферных системах [1], генетических типах осадков [8], физико-географических ландшафтах и фациях [7]. Позднее они получили дальнейшее развитие в трудах В.И. Попова, Н.М. Страхова, Л.Б. Рухина, Ю.А. Жемчужникова, П.П. Тимофеева и др.

Фундаментальные положения о фациальной зональности отложений в настоящее время подтверждены многими примерами изучения закономерной связи между ландшафтами водораздельно-элювиальных пространств вместе с подрезающими их склонами, накоплениями в конусах выноса временных и постоянных потоков, аллювиальных долин и равнин, вплоть до их границ с конечными водоемами стока. Разработаны детальные классификации прибрежных и экваториальных участков внутренних и окраинных морских бассейнов. Изучается фациальная зональность абиссальных частей океанов.

При системном подходе к выделению фаций и их номенклатуре они выступают как вполне определенные, резко очерченные категории. В связи с этим нельзя согласиться с утверждением Е.В. Шанцера [24], что классификация фаций, построенная по строго иерархическому принципу, не имеет большого научного значения. Пропагандируемая представителями этого направления полная равноправность различных систем фациального расчленения по очень ограниченному числу частных признаков (петрографических, палеонтологических, геохимических, собственно палеогеографических и др.) вряд ли позволит подойти к разработке единой классификации фаций. Действительно, осадконакопление выражено в многообразии проявлений динамических, геохимических, биогенных, палеоклиматических, тектонических, геоморфологических,

геофизических и многих других процессов. Однако каждый из них характеризует только частные стороны единого процесса. Именно это и было положено Д.В. Наливкиным в основу предложенных им физико-географических принципов фациального анализа. В последующих работах Ю.А. Жемчужникова, В.И. Попова, П.Л. Тимофеева и др. были разработаны классификации, учитывающие как иерархическую соподчиненность отдельных звеньев ландшафта, так и их взаимосвязь в латеральном ряду и историко-геологической последовательности. При этом каждый из ландшафтов и их части характеризуются своим способом организации седиментационных процессов, своей полидинамикой; они отличаются строгой закономерностью в распределении типов осадочных накоплений.

Вместе с тем реальные проявления фаций в конкретных разрезах оказываются более разнообразными, более сложно построенными, чем это вытекает из предложенных в настоящее время классификаций. Здесь несомненно сказываются особенности развития различных частей объединяющего их седиментационного бассейна. Поэтому чрезвычайно актуальна разработка классификаций ландшафтов (фациальных рядов) в различных структурных и палеоклиматических типах седиментационных бассейнов, каждый из которых оказывается специализированным как по процессам, так и по набору фациально обусловленных накоплений, в том числе и полезных ископаемых [21].

Развиваемые в настоящее время системные представления о ландшафтах как прежде всего о физико-географических категориях характеризуют седиментацию в обобщенном виде и на качественно ином уровне. Дальнейшие успехи развития фациальных (и формационных) исследований, как нам представляется, заключаются прежде всего в более углубленном изучении процессов дифференциации в различных седиментационных бассейнах с учетом баланса абсолютных масс осадочного вещества.

Методологической основой таких исследований должно стать одно из главных фундаментальных положений литологии о трехкомпонентном² (терригенном, биогенном и хемогенном) составе осадочных пород и формаций. Действительно, основу седиментации составляют динамические, геохимические и биогенные процессы. Их развитие подчиняется строгим закономерностям, они могут быть оценены не только качественно, но и количественно и в ряде случаев подтверждены экспериментом. Любой тип осадочных накоплений несет в себе признаки из этих трех сторон седиментации. Поэтому не ландшафт как таковой, а три его подсистемы (динамическая, геохимическая и биогенная) контролируют и предопределяют общий ход осадконакопления. Масштабы их проявления, соотношения между собой объясняют возникновение как моноосадочных по петрогенезу фациальных рядов осадков (терригенных, карбонатных, галогенных и др.) и образуемых ими формаций, так и полиосадочных, но объединенных общностью обстановок седиментаций. Последнее особенно важно, так как подавляющее большинство осадков и формаций представляет собой нечто иное, как различные сочетания этих трех основных генетических компонентов осадочного вещества.

Влияние рассматриваемых подсистем устанавливается на всех уровнях организации – от минералов до формаций включительно. И если динамическая подсистема, учитывая незначительные колебания гравитационной постоянной, оставалась устойчивой в ходе геологического времени, то биогенная и геохимическая подсистема необратимо эволюционировали, чем и была предопределена общая необратимая эволюция ландшафтов и обстановок осадконакопления.

²В определенных условиях большую роль может играть вулканогенный компонент (вулканокластический и гидротермальный).

Динамическая подсистема ландшафта ответственна за миграцию, дифференциацию, накопление и образование главным образом терригенных наносов. Учитывая масштабы терригенной седиментации, роль динамических процессов трудно переоценить. Закономерное снижение энергетических уровней в каждой из фациальных иерархий оказывается ответственным прежде всего за организацию терригенных масс. Переход с высокого энергетического уровня на более низкий составляет диалектическую сущность качественной стороны динамического ландшафта. Особенности гипсометрии поверхности земли, ее ступенчато-блоковое строение обуславливают контрастное вычленение в общем ряду ландшафтов характерных его звеньев. Крупнейшими из них несомненно являются континентальная и океанская (бассейновая) ступени.

Континентальная ступень представлена водораздельными пространствами, подрезающими их геоморфологическими уступами-склонами и, наконец, аккумулятивными равнинами. Каждая из них несет свои седиментологические функции, заключающиеся в мобилизации осадочного вещества на водоразделах, его освоении и транзитной миграции в пределах склонов и аккумуляции на равнинных пространствах. При этом геоморфологические уступы-склоны оказываются связующим звеном основных энергетических уровней континентального ландшафта, а их самоуничтожение в ходе своего развития определяет их весьма высокую динамическую активность.

Аналогичные динамические функции несут морские и океанские ландшафты – подводные равнины и ограничивающие их склоны и поднятия. При этом последние также являются наиболее динамически активными; они совершают огромную работу по освоению продуктов континентального стока с их последующей поставкой на поверхность подводных аккумулятивных равнин. Общность проблемы динамической зональности в подгорной ступени суши и ступени, отделяющей континент от океанских и морских акваторий, проявляется в гравитационном оползании, зарождении и развитии турбидитных потоков, образующих у нижней бровки уступа системы слившихся или разобщенных конусов выносов турбидитов. Чем контрастнее ступенчатость рельефа, тем ярче проявляется зональность ландшафта.

В ряду динамических обстановок, объединяющих континентальную, морскую и океанскую (бассейновые) ступени, особое положение занимают пограничные, прибрежные ландшафты. Они контролируют масштабы и способы приконтинентальной седиментации, а также способствуют миграции наносов в удаленные части бассейнов.

Основы классификации ландшафтов по динамическим признакам заложены в дискуссии между В.В. Докучаевым [3] и А.П. Павловым [3]; дискуссия продолжается и в настоящее время [6, 11–13, 18, 24].

Сторонники А.П. Павлова исходят прежде всего из анализа динамики процессов аккумуляции генетических типов отложений. Стремление выделить каждый генетический тип, а тем более их группы и ряды по ведущему способу движения без учета других процессов в значительной мере снижает эффективность предлагаемой классификации. В природе монодинамические процессы проявляются преимущественно на уровне элементарных ландшафтов. По мере их укрупнения, накладываясь друг на друга, они создают более сложную картину, а формирующиеся в пределах такого ландшафта отложения несут черты весьма сложной полидинамики, т.е. являются, строго говоря, полифациальными (полидинамическими).

Идеи В.А. Докучаева о полидинамичности ландшафта были развиты Д.В. Наливкиным, В.И. Поповым, Ю.А. Жемчужниковым, П.П. Тимофеевым и др. в разработанных ими классификациях фаций.

По В.И. Попову [12, 13], основными категориями ландшафта являются поли-

динамические фациальные пояса, каждый из которых характеризуется свойственным ему преобладающим процессом перемещения осадков, с которыми связаны и другие подчиненные способы их переноса. К ведущему относится процесс, способный переносить всю массу осадков от начала до конца образуемого им самостоятельного динамического фациального ландшафта. В числе таких сменяющих друг друга поясов выделяются водораздельно-элювиальный, склоновый, долинно- и подгорно-веерный, линейно- и равнинно-долинный, подводно-дельтовый, заливно-лагунный, прибрежный с разной динамикой водной среды, донно-теченийый, центрально-отстойный и другие фациальные поясы. Каждый из них, обладая своим запасом энергии, реализует ее в сопрягающихся фациальных зонах – подвижных обломочных, умеренно подвижных пелитовых и условно застойных, главным образом хемо- и биогенных осадков. Каждый пояс подрезает предыдущий. Эта зона разрушения и интеграции является важнейшей в освоении терригенного материала вышележащего ландшафта; она начинает зональную дифференциацию вещества нового пояса.

Классификация, разработанная Ю.А. Жемчужниковым, Л.П. Тимофеевым и др., также исходит из представлений о полидинамичности ландшафта, сочетающей в себе ведущий и подчиненный ему способы перемещения осадочного вещества, обособляющегося в виде генетических типов осадков, объединенных единым комплексом фаций.

Согласно этим представлениям, миграция и осаждение осадочного вещества совершаются при участии различных форм движения водной среды (временные и постоянные потоки, течения, свободное осаждение и др.). При этом для каждой фации (аллювия, дельты, прибрежного мелководья, заливов, лагун и др.) их сочетание оказывается настолько специфичным, что позволяет говорить об аллювиальном, дельтовом, прибрежно-мелководном, заливно-лагунном и многих других динамических формах миграции и накопления осадочного вещества. В этом плане каждый ландшафт несомненно является полидинамическим.

Ландшафт представляет собой динамически подвижную систему, стремящуюся, с одной стороны, дифференцировать и удержать поступающий в него осадочный материал, а с другой – вывести его за пределы. Согласно падению энергетического потенциала реализация энергии выражается обособлением в виде сменяющих друг друга зон накопления осадков разного гранулометрического класса – от наиболее грубых до пелитовых. Не случайно на различных геоморфологических уровнях рельефа (на равнинах в приводораздельных ландшафтах, прибрежном мелководье, приконтинентальных и удаленных частях морей и океанов) отложения любого фациального пояса представлены широким гранулометрическим спектром.

Казалось бы, что при подобной зональности резко снижаются возможности для дальнейшей поставки обломочного вещества на более низкие гипсометрические ступени рельефа, возникновения там нового поколения зонально дифференцированных ландшафтов. Решению этих вопросов не уделялось достаточного внимания.

Наряду с процессами зональной дифференции намечается единая система транзитных потоков – линейные русла горных рек, веерные русла в конусах выноса, русла равнинных рек, каналы прорыва в дельтах, разрывные течения в волноприбойном побережье, подводные русла, "русла" в составе мутьевых потоков и, наконец, контурные течения океанов, обеспечивающие глобальную миграцию терригенных наносов от источников обломочного вещества, вплоть до конечных водоемов стока. С позиций баланса они являются наиболее динамически активными. Транзитные свойства этих потоков обуславливают интенсивную миграцию осадочного вещества через ландшафт, что совершается по кратчайшему расстоянию и с максимальной скоростью. Например, к числу таких

"подчиненных" монодинамических фаций следует относить верные русла, рассекающие конус выноса пролювия, продолжения русел в авандельте, а также вдольбереговые, разрывные и сточные течения в волноприбойном поясе. Объемы этих накоплений в разрезах осадочных формаций могут занимать скромное место. Однако необходимо иметь в виду, что по этим каналам проходили огромные массы обломочного вещества, соизмеримые с массами терригенных наносов, накопившихся на более низких энергетических уровнях. Отсутствие в природе подобных способов транспорта наносов резко снизило бы возможности миграции терригенных компонентов разной гранулометрической размерности из вышележащего фациального пояса в нижележащий. Вопрос о соотношении типов динамики, выделение среди них ведущего способа движения оказывается весьма сложным и может быть решен только путем анализа реальных объемных соотношений генетических типов осадков, их генетических связей в конкретных разрезах осадочных формаций.

Динамическая зональность терригенной седиментации является строго направленной в каждом ряду континентальных, прибрежных и удаленных ландшафтов, что выражается контрастным обособлением соответствующих типов осадков разного гранулометрического класса. Например, в аллювии это подчеркивается сопряжением русловых, пойменных, озерных и болотных фаций, внутри подгорного конуса выноса – обособлением обломочной и пелитовой его частей и т.д. Однако при изучении конкретных формаций выявляется более сложная структура палеоландшафтов, а сами они оказываются богаче в видовом отношении, чем это вытекает из предложенных классификаций фаций.

Примером могут служить ландшафты подгорного молассообразования. Их динамическая зональность обычно выражена циклическим переслаиванием грубообломочных, алевропелитовых и пелитовых осадков с подчиненными им карбонатными, сульфатными, углистыми и другими акцессорными хемогенными и биогенными накоплениями. При этом грации формаций, расположенных ближе к питающим поднятиям, представлены грубообломочными отложениями, а удаленные – преимущественно пелитовыми. Однако детальное изучение с помощью фациального метода показывает, что их внутренняя структура оказывается более сложной. В зависимости от особенностей оротектоники и палеогеографии, а также палеоклимата она выражается различными фациальными сочетаниями пролювиальных, аллювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и даже только аллювиальных фаций [1, 10]. Не менее сложны взаимосвязи подгорных молассовых ландшафтов с областями сноса. В условиях восходящего рельефа линейные долины горных рек, будучи вложенными в эрозионные понижения, отделены от головной части конусов выноса резко выраженным уступом рельефа. В разрезах таких участков возникают перерывы. Наоборот, в нисходящую стадию развития рельефа при установлении равновесия профиля речных долин их отложения находят свое продолжение в накоплениях конуса выноса или непосредственно переходят в отложения равнинного аллювия.

Не менее сложными оказываются взаимоотношения условий подгорной седиментации со сменяющими их нижележащими ландшафтами продольной реки, внутрикотловинного озерного бассейна или моря. Особые формы взаимосвязи возникают также в зависимости от геохимических условий и биологической продуктивности ландшафта, когда терригенные молассовые формации являются угленосными, красноцветными, карбонатсодержащими, соленосными и т.д., и могут даже замещаться карбонатными или эвапоритовыми формациями. Все это находит свое отражение в строении их разрезов.

Широко практикуемое выделение на основе петрогенетического принципа рядов формаций (терригенных, карбонатных, галогенных и силикатовых [13, 15, 22]) с последующим их разделением по обстановкам осадконакопления в итоге

базируется на признании ведущего значения процессов петрогенезиса в "чистом виде". В связи с этим следует ли понимать формации как монопородные по петрогенезису ряды терригенных, карбонатных, галогенных и эвапоритовых отложений, или же они могут быть представлены также и более сложными сочетаниями петрогенетических типов – терригенно-карбонатных, карбонатно-галогенных, пелитосилицитовых и многих других? Последнее нам представляется более правильным, если принять, что такие сочетания генетически обусловлены единством обстановок осадконакопления и формациеобразования. В противном случае очень трудно было бы провести границу между осадками и образуемыми ими формациями.

Этот принцип справедлив также при изучении и классификации генетических и фациальных типов осадков, в компонентном составе которых отражается совместное влияние терригенной, биогенной, хемогенной, иногда вулканогенной седиментацией – трех основных подсистем ландшафта. Наиболее ярко проявляясь на уровне организации осадочного вещества, в интегрированном виде они предопределяют также общий ход формациеобразования. Например, накопление терригенных осадков, оформление их структуры прежде всего обусловлено динамическими процессами, тогда как их специализация по определенным видам осадочных полезных ископаемых и аутигенным аксессуариям отражает особую роль геохимических и биохимических процессов. И наоборот, образование карбонатных, галогенных и силицитовых осадков (формаций) предопределяется не только кинематическими свойствами ландшафтов, но и их биологической продуктивностью и геохимическими особенностями.

По мнению В.И. Попова [10, 12], хемогенные и биогенные процессы подчинены динамическим процессам. Масштабы и темпы их развития нарастают по мере падения энергии в каждом фациальном поясе, а их проявления оказываются максимальными в удаленных частях, замыкающих его зональность, т.е. в условно-застойной зоне. Однако такое понимание роли биогенных и геохимических процессов, подчинение их динамическим факторам, затрудняют объяснение образования прежде всего карбонатных, галогенных и эвапоритовых формаций, сложных сочетаний терригенных осадков с биогенными и хемогенными, специализации формаций на различные полезные ископаемые и др. Генетические типы осадков, их ассоциации и фаций, в том числе и формации, как и породившие их процессы, не могут существовать и развиваться вне связи друг с другом. Например, переход терригенных молассовых и прибрежных (шлировых) комплексов в карбонатные или галогенные означает кардинальные изменения в условиях их накопления, динамические процессы становятся подчиненными и сменяются био- и хемогенными.

Изменчивость обстановок гео- и биохимической подсистем ландшафта обусловлена чрезвычайным многообразием форм миграции химических элементов. Различные механизмы их функционирования (фотосинтез, биофильтрация, химическое осаждение, коагуляция коллоидов и др.) очень чутко реагируют на изменения надсистемных факторов (тектонического режима, климатических условий, источников вещества и др.). В отличие от динамических обстановок, обусловленных гравитационной постоянной, они необратимо эволюционировали в ходе геологического времени. Не случайно изучение процессов эволюции ландшафтов, их неповторимость в истории Земли базируется прежде всего на реконструкциях био- и геохимической подсистем ландшафта.

Миграция и накопление химических элементов и их соединений происходят под непосредственным или опосредствованным влиянием живого вещества и продуктов его преобразования. Геохимическая обстановка ландшафтов, за редким исключением, создается под влиянием биосферы. По существу биогенные и

геохимические процессы настолько взаимосвязаны, что их порой трудно отделить. По В.И. Вернадскому [1] – это биогеохимические процессы.

Классификация биогеохимических фаций³ разрабатывались Л.В. Пустоваловым [14], Н.М. Страховым [16], А.И. Перельманом [9, 10] и др. Их основу составляет изучение биологической продуктивности, кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных особенностей ландшафта, а также число и состав участвующих в миграции химических элементов. Возникающие при этом барьеры миграции следует рассматривать в качестве составных звеньев выделяемых нами биогенной и геохимической подсистем ландшафта; их развитие подчиняется законам фациальной зональности. Они оказываются уровенно организованными и необратимо эволюционируют во времени.

Вероятно, крупнейшие категории этих подсистем ландшафта соответствуют намеченным Н.М. Страховым типам континентального, океанского и вулканогенно-осадочного литогенеза⁴. Их число должно быть пополнено за счет обстановок, исчезнувших в ходе развития земной коры и поэтому не повторявшихся в более поздние эпохи [28]. Специализация по типу седиментогенеза подразумевает такое проявление био- и геохимических процессов, когда они объединяют единый ряд сопряженных фациальных ландшафтов всего седиментационного бассейна или его крупных частей. При их выделении и типизации могут быть использованы принципы, предложенные для динамической подсистемы, когда с позиций баланса вещества учитываются способы дифференциации и накопления химических элементов, фациальные био- и геохимические связи. Они оказываются уровенно организованными, что согласуется с иерархией структурно-вещественных систем – от генетических типов осадков до формаций включительно. На уровне элементарных ландшафтов биохимические обстановки оказываются весьма пестрыми и сочетают в себе разные соотношения окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий, различную биологическую продуктивность и др.

Например, типовые ландшафты аридного седиментогенеза характеризуются низкой биологической продуктивностью, смещением геохимических условий в сторону общей щелочности и окисленности при повышенных значениях испарительной концентрации. В результате осадочные накопления оказываются красноцветными и карбонатсодержащими. Эти признаки являются ведущими – они пронизывают весь ландшафт. Изменение щелочности и испарительной концентрации по латерали выражается здесь обособлением ряда сменяющих друг друга более дробных ландшафтов, образующих закономерно построенный фациальный ряд осадочных накоплений, вплоть до галогенных эвтонических. Чутко реагируя на внешние условия красноцветная карбонатная седиментация оказывается специализированной как по процессам, так и их минеральному отражению (минералы с высокой степенью окисленности, повышенная карбонатность, загипсованность, меденосность и др.). Наложение на эту общую зональность процессов восстановления позволяет более дробное районирование.

Гумидные ландшафты с их высокой биологической продуктивностью отличаются преобладанием кислых обстановок с наложенными на них участками восстановления, обуславливающих миграцию и накопление труднорастворимых химических элементов, а также элементов с переменной валентностью.

Особая роль биохимического фактора наиболее полно проявляется в угленосных формациях. Главная особенность их развития, полигенезис обусловлены различными источниками осадочного вещества (торфов и вмещающих их

³ Авторы полагают, что выделение биогеохимических и других подобных "фаций" неправомерно, поскольку это всего лишь аспекты обычных седиментологических фаций.

⁴ В нашем понимании – это типы седиментогенеза.

терригенных осадков), разным механизмом его дифференциации и накопления. Согласно динамическим представлениям, торфяники занимают периферические динамически менее активные зоны ландшафтов. К ним относятся прежде всего низменные побережья древних морских водоемов, имевших большую протяженность (побережный тип древнего торфонакопления), малая (в основном не более 1–2 м) мощность угольных пластов. Характерными, главным образом для палеозоя (в основном каменноугольная эпоха), являются Донецкий, Рурский, Иллинойский, ряд английских угольных бассейнов и др. Для мезозоя, кайнозоя и современной эпохи характерны дельтовый (устья рек) и долинно-речной типы торфонакопления – большая (до 50–100 м, иногда более) мощность угольных пластов. Угольные пласты этих типов практически все переходят в ископаемое состояние и слагают все современные угольные бассейны и месторождения. Кроме того, могут заболачиваться и формировать маломощные прослои и линзы торфа, пролювиальные конуса выноса, поймы, зарастающие озера и лагуны, пониженные пространства крупных низменностей и другие участки поверхности земли, но они практически, за некоторым исключением, не переходят в ископаемое состояние и не имеют практического значения [18].

Угленосные формации отличаются от безугольных прежде всего высокой, взрывоподобной биологической продуктивностью породивших их ландшафтов. Последние в прямом смысле характеризовались экспансией биосферы, когда процессы терригенной седиментации практически полностью подавлялись, уступая место накоплению продуктов фотосинтеза. Водораздельные и склоновые торфяники в этом случае сливались с озерно-болотными равнинными и низменными приморскими, образуя огромный непрерывный покров. Их положение аналогично горизонтам известняков в параллических угленосных толщах, где накопление торфяников и карбонатов предопределено высокой биологической продуктивностью ландшафта при минимальном твердом стоке.

Обстановки торфонакопления – это ландшафты с резко ограниченным и локализованным твердым стоком. Сочетание интенсивной терригенной седиментации с взрывоподобным накоплением органического вещества в торфяниках – главная специфика условий формирования угленосных (торфоносных) формаций. В этом они не находят аналогов среди множества терригенных формаций.

Биогенная и геохимическая подсистема ландшафтов очень чутко реагируют на малейшие изменения палеоклимата, тектонического режима, что приводит к быстрой смене типов седиментогенеза. Этим объясняются обособление в разрезах земной коры различных формаций, их циклическая расслоенность с характерным для каждой секции набором аутигенных минералов и полезных ископаемых, обособление во времени эпох соле- и меденаконпления, бокситов и торфонакопления и др. В каждой из таких эпох латеральные ряды формаций, как и сами формации, оказываются специализированными как по биогеохимическим процессам, так и по их структурно-вещественному отражению.

Одной из актуальных задач современной литологии является сравнительный историко-геологический анализ процессов осадкообразования (седиментогенеза), выраженных в закономерно построенных эволюционных рядах осадочных формаций. Они, подобно всем другим геологическим категориям, необратимо эволюционировали в ходе геологического времени. Однотипные формации каждой из эпох являются индивидуальными и отличаются от более ранних и поздних рядом свойственных только им особенностей.

Эти стороны зарождающегося формационного анализа, как и учение в целом, стали развиваться сравнительно недавно. Познание общих черт однотипных формаций разного возраста несомненно явится важнейшей задачей формационных исследований. Однако лишь только сравнительный их анализ, выделение и

изучение в первую очередь различий между однотипными формациями откроют новые возможности в познании их генезиса, разработки более совершенной их классификации.

В связи с необходимостью углубленного изучения фациальной и формационной зональности седиментационных бассейнов, выяснения особенностей их развития и необратимой эволюции возникает настоятельная потребность дальнейшего совершенствования методов фациального анализа, типизации ландшафтов осадконакопления седиментационных бассейнов и их систем. В свою очередь поскольку формационный анализ должен явиться по существу продолжением фациального анализа, более высоким уровнем организации познания прежде всего осадочного процесса, необходима постановка соответствующих исследований. Н.С. Шатский [25] заложил основы формационного анализа как нового направления в геологии, еще в 1939 г. и практически всю свою научную деятельность посвятил поискам путей создания единого учения с геологических осадочных формациях, которое должно базироваться прежде всего на фундаментальных разделах геологической науки. И самый главный его вывод как идеолога формационного анализа, к которому он пришел к концу своей жизни, т.е. в 1960 г. "Я ясно себе представляю, — писал он, — что все это лишь начало исследования в этой области, но мне кажется, что изучение осадочно-вулканогенных (и несомненно осадочных. — П.Т.) парагенезов пойдет в дальнейшем именно в этом направлении, по пути вскрытия генетических соотношений между породами" [27, с. 172].

Системный подход должен включать обязательное изучение генетических и фациальных типов осадков с учетом абсолютных масс осадочного вещества. Он расширит и углубит генетические представления, откроет новые возможности для разработки комплексной методики формационного анализа, приведет к созданию более совершенных классификаций фаций и формаций, основанных прежде всего на особенностях их внутреннего строения, состава и происхождения осадочных образований, районированию и типизации вмещающих их седиментационных бассейнов. По существу мы присутствуем при становлении нового направления в геологии — комплексного фациально-формационного анализа как основы системного анализа нового уровня организации исследований осадочных образований, т.е. учения о геологических осадочных и вулканогенно-осадочных формациях.

Список литературы

1. Вернадский В.И. Биосфера. М.: Мысль, 1967. 376 с.
2. Вернадский В.И. Размышления натуралиста. М.: Наука, 1977. 191 с.
3. Докучаев В.В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878. С. 50—59.
4. Жемчужников Ю.А. Что такое фация? // Литологический сборник. М.: Гостоптехиздат, 1948. Вып. 1. С. 50—58.
5. Жемчужников Ю.А. Общая геология ископаемых углей. М.: Углетехиздат, 1948. 491 с.
6. Крашенинников Г.Ф. Фации, генетические типы и формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 8. С. 3—13.
7. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.; Л.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1955. 594 с.; Т. 2. 1956. 393 с.
8. Павлов А.П. Генетические типы материковых образований ледниковой и постледниковой эпохи // Изв. Геолкома. 1988. Т. 7. № 9. С. 242—264.
9. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1975. 423 с.
10. Перельман А.И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
11. Попов В.И. Очерки литологии (учение о геологических формациях) // Тр. Ин-та геол. АН УзССР. 1948. Вып. 2. С. 84—97.

12. Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР Т. 1. 1954. 524 с. Т. 2. 1955. 312 с. Т. 3. 1956. 284 с.
13. Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра. Т. 1 1966. 208 с. Т. 2. 1968. 551 с.
14. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат. 1940. 496 с.
15. Рухин Л.Б. Основы литологии. М.: Недра. 1969. 779 с.
16. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1962. Т. 2. 574 с.; 1962. Т. 3. 550 с.
17. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 198. 1970. 208 с.
18. Тимофеев П.П. Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 182–190.
19. Тимофеев П.П. Роль литологии в развитии геологической науки // Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985. С. 17–25.
20. Тимофеев П.П. Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3–8.
21. Тимофеев П.П., Троицкий В.И. Ландшафты молассомакпления // Тр. Международ. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 23–31.
22. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
23. Пейслер В.М. Введение в тектонический анализ геологических формаций. М.: Наука, 1977. 152 с.
24. Манцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 161. 1966. 239 с.
25. Шатский Н.С. Проблемы движения и развития земной коры // На теоретическом фронте советской геологии // Сов. геология. 1939. Т. IX. С. 3–6.
26. Шатский Н.С. О геологических формациях. Избранные труды. Т. III. 1965. С. 7–12.
27. Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 153–174.
28. Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соленосных толщ // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 3–15.
29. Яншин А.Л. Принцип актуализма и проблема эволюции геологических процессов // Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М.: Наука, 1963. С. 87–94.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
18. III. 1993

УДК 551.7.022:552.1

© 1993 г. Михайлов Б.М., Басков Е.А., Горбачев Б.Ф.,
Полтополов В.Ф.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ РУДОНОСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

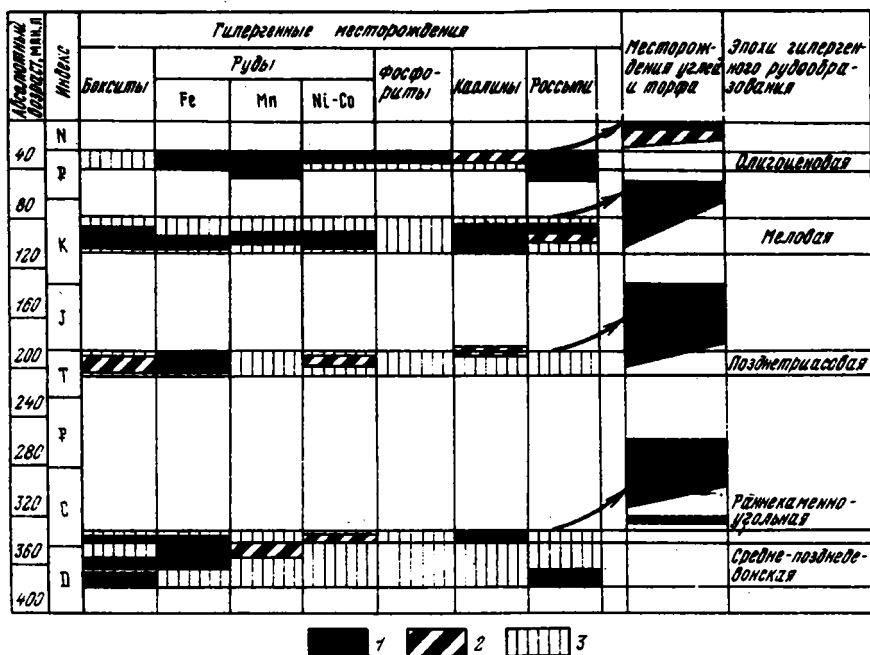
Выделены три генетические группы рудоносных экзогенных формаций: гипергенная, седиментогенная и эпигенная. В основу типизации положены время и способ формирования рудных концентраций, а также положение в структуре осадочно-породных бассейнов. Рассмотрен вопрос о роли палеогидрогеологических факторов в эпигенном перераспределении рудного вещества.

Выделение, систематика и картирование рудоносных экзогенных геологических формаций представляет собой одну из наиболее актуальных и вместе с тем еще недостаточно разработанных проблем регионального минерагенического анализа [10, 12–14, 16, 17]. Термины и понятия о рудоносных геологических формациях в настоящее время используются довольно широко в литературе, посвященной региональной минерагении (металлогении). При этом по существу общепризнанным (и принятым в настоящей статье) является определение рудоносной формации, данное Л.В. Рундквистом, – “рудоносная формация представляет собой геологическую формацию, обладающую специфическим составом и строением, с которой в пространстве и во времени генетически или парагенетически связаны месторождения полезных ископаемых” [10, с. 16]. Нужно лишь отметить, что рудоносная формация является не только геологическим, но и геолого-экономическим понятием. Изменение кондиций для месторождения полезных ископаемых, связанное с экономическими причинами, может привести к тому, что геологическая рудоносная формация становится нерудоносной и наоборот.

В отечественной литературе рудоносные формации подразделяются по разным признакам на материнские, продуктивные, типоморфные и др. Вместе с тем вопросы генетической классификации этих формаций, и в частности рудоносных экзогенных формаций, в литературе пока не освещены.

Анализ материалов работ [2, 3, 5, 9, 10 и др.] показывает, что рудоносные экзогенные формации по условиям формирования приуроченных к ним месторождений полезных ископаемых могут быть подразделены на три основные генетические группы: гипергенную, седиментогенную и эпигенную.

Гипергенная группа включает рудоносные экзогенные формации с месторождениями, возникающими в зоне гипергенеза в процессе концентрации рудных элементов (соединений) на различного рода гипергенных барьерах (механических, физико-химических, биологических). Барьеры располагаются как непосредственно на поверхности суши (поверхностный гипергенез), так и внутри зоны гипергенеза на глубинах в десятки и многие сотни метров (глубинный гипергенез), включая межпластовые инфильтрационные артезианские системы (часто с урановым и другим оруденением), зоны глубинного гидролиза и др. [5, 11, 18 и др.].



Фиг. 1. Схема размещения гипергенных месторождений в геологическом разрезе девон-четвертичных отложений территории СНГ

1 — промышленные месторождения; 2 — непромышленные месторождения, рудопроявления; 3 — эпохи гипергенного рудообразования

Минерализация конкретной зоны гипергенеза в общем плане определяется климатом, устройством рельефа и геологическим строением региона, существовавшим во время формирования этой зоны. Все перечисленные факторы интенсивно видоизменялись во времени. Анализ эволюции гипергенного рудообразования позволяет выделить в геологической истории территории бывшего СССР ряд рудоносных эпох гипергенного рудообразования, к которым приурочено возникновение практически всех гипергенных рудоносных формаций (фиг. 1).

Промышленно-рудоносные гипергенные формации (содержащие балансовые запасы руд) на территории бывшего СССР известны только начиная со среднего девона. И это закономерно, ибо только со среднего палеозоя (по крайней мере на территории Евразии) в результате эволюционного развития планеты на суше появилась растительность и возникли условия, благоприятные для формирования мощных, химически дифференцированных кор выветривания [6].

Отчетливо устанавливаются следующие эпохи гипергенного рудообразования: D₂-D₃, C₁, T₃, K, P₃. Каждая из эпох характеризуется ареалом распространения и особенностями минерализации.

Средне-позднедевонская эпоха проявилась на ограниченных площадях (Урал, Тиман, Северный Казахстан, центральные районы Русской плиты). Эпоха характеризуется формированием боксито- и железоносных месторождений, редкометалльных, фосфоритовых руд в корках выветривания, титановых россыпей ближнего сноса.

Промышленно-рудоносные гипергенные формации раннекаменноугольной эпохи, заключающие бокситы, богатые железные руды, огнеупоры, локализируются исключительно в пределах Восточно-Европейской платформы.

Принципиально важно отметить, что обе палеозойские эпохи гипергенного рудообразования проявились только в западной части бывшего СССР (до Ура-

ла и Северного Казахстана включительно). Объяснение этого феномена пока что неоднозначно. Наиболее вероятно предположение о нахождении в те времена Сибирской платформы на значительном удалении от Восточно-Европейской и в иных (неблагоприятных) климатических обстановках [6].

Ареал распространения и рудоносность отложений следующей – поздне-триасовой эпохи ограничен герцинидами Урало-Тянь-Шанской области. Минерогения этой эпохи разнообразна. В позднем триасе в бортах угленосных депрессий Урала и Средней Азии, приуроченных, вероятно, к рифтовым зонам, возникли рудопроявления бокситов, месторождения железа и рудопроявления никеля в пределах ультраосновных массивов. К позднему триасу относится формирование в Средней Азии гипергенной золото-гематит-кальцитовая формации.

Наиболее продуктивна для всей территории меловая эпоха гипергенного рудообразования (точнее, апт-туронская). Меловые коры выветривания и продукты их ближайшего переотложения известны практически от Украины на западе до Ханкайского массива на Дальнем Востоке, от Южного Тянь-Шаня до обрамления Анабарского массива за Полярным кругом. Следует допустить, что в середине мелового периода произошла глобальная унификация температурного и водного режимов Земли, вызванная, вероятно, внешними (космическими) факторами.

В меловую эпоху гипергенного рудообразования наряду с бокситоносными возникли никеленозные, фосфоритоносные, каолиноносные, редкометалльные, золотоносные формации, элювиальные россыпи минералов титана, олова, многочисленные рудные шляпы (марганцевые, железные, содержащие золото, полиметаллы), а также большой комплекс карстовых рудоносных образований [4, 6]. Анализ карты экзогенной минерогении СССР [3] позволяет установить определенную зональность в распределении гипергенных формаций мела. Максимум промышленного гипергенного рудообразования наблюдается в пределах широкой полосы, протягивающейся от южных районов европейской части бывшего СССР через Урал и северную половину Казахстана на Салаир и далее к Енисейскому кряжу. К северу, востоку и югу от этой полосы рудоносность гипергенных формаций резко сокращается, либо характеризуется иной минерогенической специализацией. В частности, на юге Казахстана и в хребтах Средней Азии за Аральским валом бокситоносные формации мелового уровня фациально замещаются кремнистыми, пестроцветными, карбонатными, с горизонтами аридных калие с редкометалльным оруденением.

На севере бокситоносность мелового уровня хотя и отмечается в высоких широтах (за 60° с.ш.), но развитые там залежи, как правило, сложены убогими рудами. Каолинит в составе осадочных пород постепенно сменяется минералами групп гидрослюда и монтмориллонита, что свидетельствует об относительно слабой дифференциации вещества, происходящей на фоне интенсивного гидролиза. Подобные обстановки благоприятны для возникновения железно- и никеленозных, элювиально-россыпных формаций, что и отмечается в высокоширотных районах с благоприятным геологическим строением, в частности на Северном и Приполярном Урале, на севере Сибирской платформы.

Особое место в гипергенном рудообразовании занимает последний – позднекайнозойский (точнее олигоцен-четвертичный) этап ее развития и приуроченная к нему олигоценовая эпоха гипергенного рудообразования. К этому времени рассматриваемая территория вышла из зоны жарких влажных климатов, наиболее благоприятных для развития мощных площадных, глубоко химически проработанных кор выветривания. Поэтому здесь отсутствуют обширные латеритные покровы, характерные для современной тропической зоны Земли [5].

Гипергенез позднего кайнозоя территории бывшего СССР характеризуется

существенно иными особенностями, обусловленными не только (а в ряде случаев не столько) климатическими, но и тектоническими факторами. Всю вторую половину кайнозоя здесь в разных регионах происходили интенсивные блоковые подвижки с амплитудами, иногда достигающими нескольких километров (например, в горах Тянь-Шаня). Это обстоятельство создавало мощные зоны дробления, меняя направление и интенсивность движения подземных вод. Для олигоцен-четвертичного времени более характерны линейные зоны глубинного гидролиза и глубокие карстовые депрессии (понорры, воронки, пещеры и др.). Рудоносность этих геологических структур формировалась как за счет поверхностных вод, так и глубинных растворов, восходящих по ослабленным зонам. Для районов позднекайнозойской активизации особенно характерны мощные зоны окисления сульфидных руд, иногда достигающие сотен метров. Процессы окисления, гидратации и гидролиза интенсивно протекали (и протекают) не только в гумидном климате, но и в аридных зонах (например, в Средней Азии), а также в условиях многолетней мерзлоты (криолитогенез). При анализе карты экзогенной минерализации СССР [3] отчетливо устанавливается синхронность формирования ряда гипергенных рудоносных формаций и эпох магматической (вулканической) деятельности и тектонической активизации (например, триас Сибирской платформы, мел Тянь-Шаня, средний девон восточного склона Урала и др.). Эпохи промышленного угленакпления обычно следуют непосредственно за эпохами гипергенного рудообразования, замыкая собой континентальный (предтрансгрессивный) этап развития региона (см. фиг. 1).

Седиментационная группа — наиболее обширна и разнообразна по типам месторождений полезных ископаемых. Рудное вещество в формациях этого типа накапливалось в стадию седиментогенеза и не испытывало каких-либо существенных перемещений на стадиях диа- и катагенеза.

Седиментогенные формации подразделяются на три подгруппы: седиментационную, седиментационно-диагенетическую и седиментационно-диа-катагенетическую.

В рудоносных формациях *седиментационной подгруппы* месторождения возникли в стадию седиментации (различные россыпи, месторождения песков, гравия и пр.). В связи с этим их генезис, состав и строение в значительной мере определяются палеогеографическими особенностями региона.

Так, например, среди россыпей вне зависимости от полезного компонента (металла) обособляются россыпи ближнего и дальнего сноса.

Формирование россыпей ближнего сноса (овражно-балочных, ложковых и пр.) практически не зависит от климатических обстановок седиментации, а определяется размерами рудных концентраций в коренных источниках, длительностью и характером их транспортировки и геоморфологическими условиями. В связи с этим россыпи ближнего сноса возникали в течение всего времени геологического развития континентов. Образуюсь в областях денудации, эти россыпи легко подвергаются разрушению и поэтому в настоящее время практически встречаются только среди неоген-четвертичных отложений.

Для россыпей дальнего сноса устанавливается прямая генетическая связь с эпохами гипергенного рудообразования. Среди россыпей этого типа наиболее распространены прибрежно-бассейновые циркон-рутил-ильменитовые, образующиеся путем длительной активной гидродинамической сортировки продуктов переотложения глинистых кор выветривания. В региональном размещении россыпей дальнего сноса определенно устанавливается приуроченность их к склонам щитов и палеоподнятий древних и эпипалеозойских платформ. В частности, наиболее продуктивные палеогеновые циркон-рутил-ильменитовые россыпи, иногда содержащие монашит, алмазы и другие устойчивые против выветривания минералы, обрамляют западный и восточный склоны Мугоджар, в виде

широкой полосы протягиваются вдоль восточного склона Южного Урала, с севера обрамляют Казахстанский щит, Салаир и Томь-Колыванскую складчатую область.

Рудоносные формации *седиментационно-диагенетической подгруппы* характеризуются формированием рудных тел в стадию диагенеза. Главным образом путем сегрегации седиментационного рудного вещества вокруг различного рода концентров (конкреционные пизолитовые, оолитовые, сферолитовые руды). При этом в зависимости от pH – Eh условий среды диагенеза возникают определенные минеральные типы руд. Например, шамозитовые или гидрогётитовые руды железа, родохрозитовые или вернадит-псиломелановые руды марганца и пр.

К этой же подгруппе относятся формации с месторождениями солей, кристаллизация которых происходит в стадию диагенеза (самосадочные озерные и др.), а также проходящие гумификацию торфяные залежи.

Седиментационно-диа-катагенетическая подгруппа объединяет рудоносные формации, месторождения которых сформированы в стадию катагенеза из рудного вещества, претерпевшего обычно диагенетические преобразования. К этой группе относятся некоторые формации с преобразованными в стадию катагенеза железорудными месторождениями (например, гематовые железняки), древними сцементированными россыпями, бурыми и каменными углями, месторождениями каменных и калийных солей.

Эпигенная группа. Эпигенные рудоносные формации характеризуются привнесением рудных компонентов в уже сформированную осадочную толщу, проходящую стадию катагенеза. Месторождения эпигенной группы рудоносных формаций возникают в процессе длительной эволюции осадочных (и вулканогенно-осадочных) бассейнов путем извлечения из пород рудных компонентов подземными (в основном седиментогенными и древнеинфильтрогенными, а также возрожденными) водами с последующим их селективным концентрированием на различных рудных барьерах [1, 7, 8, 18].

Формирование эпигенных рудоносных формаций (меденосных, свинцово-цинковых, нефтегазоносных и др.) в осадочных бассейнах связано в основном с элизионной (эксфильтрационной) миграцией седиментогенных, древнеинфильтрогенных, катагенных (возрожденных) подземных вод. Элизионные водонапорные системы в зоне катагенеза создаются в результате различных процессов (уплотнения, перекристаллизации пород и др.), ведущих к миграции подземных вод к дневной поверхности. При этом движение подземных вод в элизионных системах происходит главным образом вверх по разрезу по зонам разломов и другим зонам повышенной проницаемости, а также по высокопроницаемым пластам от центральных частей бассейна к его окраинам. Существенно активизируются эти процессы при перестройках структурного плана осадочных бассейнов, при изменениях их геотектонического режима.

Подземные воды в зоне катагенеза имеют в основном хлоридный состав с минерализацией от 20 до 350 г/кг, часто унаследованный от вод бассейнов седиментации. Большое влияние на динамику и состав подземных вод зоны катагенеза оказывают процессы газообразования (CH_4 , реже H_2S , CO_2), связанные в основном с разложением органического вещества и восстановлением сульфатов. В зоне катагенеза подземные воды, взаимодействуя с породами, обогащаются различными металлами (Pb, Zn, Cu, Fe, Mn и др.). В периоды инверсий, структурных перестроек, особенно сопровождающихся магматической деятельностью, миграция подземных вод в зоне катагенеза существенно активизируется. При этом в зонах разломов происходит смешение и взаимодействие вод ранее изолированных водоносных комплексов, что приводит к образованию геохимических барьеров, на которых и возникают рудные залежи.

Формирование рудных месторождений в зоне катагенеза может осуще-

ствляться по различным генетическим моделям. Так, например, в одних случаях сульфидные рудные залежи образуются в результате взаимодействия в зонах разломов металлоносных хлоридных рассолов с сероводородсодержащими подземными водами. Такой генезис наиболее вероятен, например, для Джезказганского меднорудного месторождения.

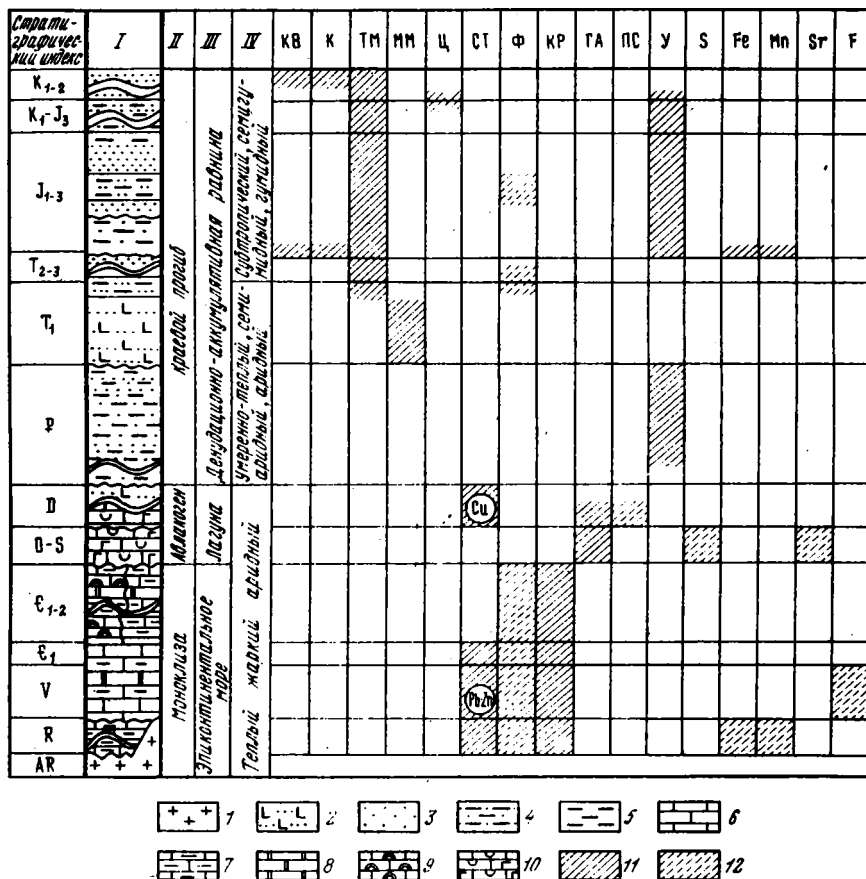
Довольно широко в зоне катагенеза осадочных бассейнов реализуются процессы рудообразования, связанные с распадом в сероводородсодержащих хлоридных рассолах комплексов типа $\text{MeS} \cdot n\text{H}_2\text{S}$ при их миграции по восстанию пластов из глубоководнопогруженных частей бассейнов к периферийным частям – Ровно-Днестровская медно-полиметаллическая с флюоритом структурно-металлогеническая зона ($V_2 - \text{C}$), Гаурдак-Кугитанская свинцово-цинковая сероносная зона (J и др.). Важно отметить, что процессы эпигенного рудообразования (сульфидных руд, флюорита и др.) часто отчетливо сопряжены с формированием и миграцией залежей нефти и газа.

Магматическая деятельность в зоне катагенеза осадочных бассейнов приводит к резкому возрастанию температур, химической активности и процессов миграции подземных вод. Все это обуславливает в свою очередь резкую интенсификацию процессов перераспределения металлов, вынос их из остывающих магматических тел, внедрившихся в осадочный чехол. При равных условиях более высокой потенциальной рудоносностью в зоне катагенеза обладают осадочные бассейны в преобладании крепких (270–350 г/кг) хлоридных кальциево-натриевых (и кальциевых) металлоносных рассолов, генетически связанных с галогенными формациями. Гидрогеохимический и палеогидрогеологический анализы ряда структурно-металлогенических зон осадочных бассейнов территории СНГ по стратиформным свинцово-цинковым (часто с флюоритом) оруденением (в частности, Ровно-Днестровской, Дубно-Городокской, Старобельско-Миллеровской, Гаурдак-Кугитанской, Борислав-Покутской и др.) повсеместно показывают взаимосвязь их с подземными экзогенными (в основном седиментогенными) хлоридными рассолами. Особо следует подчеркнуть, что стратиформное свинцово-цинковое (часто с флюоритом) оруденение в осадочных бассейнах с экзогенными хлоридными рассолами возникает в этих бассейнах вне зависимости от проявлений магматизма.

Для эпигенной группы рудоносных формаций характерна частая приуроченность их к краевым частям бассейнов, сопряженных с долгоживущими системами разломов, что связано с миграцией рудоносных растворов из внутренних погруженных частей бассейнов вверх по восстанию пластов и зонам разломов, что имеет и важное прогнозное значение.

Специальное изучение рудоносных экзогенных формаций, в том числе и в генетическом аспекте, выполнялось при составлении "Карты экзогенной минерализации СССР масштаба 1:5 000 000" [3], а также при подготовке ряда методических пособий по принципам и методам оценки рудоносности геологических формаций [2, 5, 9, 10]. При этом было показано, что рудоносные экзогенные формации приурочены в основном к осадочно-породным бассейнам разного типа. Последние представляют собой совокупность парагенетически связанных осадочных (и вулканогенно-осадочных) формаций, закономерно приуроченных к долговременно существующим отрицательным структурам земной коры.

В процессе развития бассейна слагающие его осадочные (и вулканогенно-осадочные) формации претерпевают при активной деятельности подземных вод разнообразные постседиментационные изменения, которые сопровождаются обычно формированием и в ряде случаев переформированием ранее возникших месторождений. Таким образом, одна и та же геологическая формация на разных стадиях развития бассейна может относиться к различным рудоносным формациям, или из рудоносной переходить в категорию нерудоносных формаций.



Фиг. 2. Схематический макет бассейнограммы

I — литологический разрез; II — тектонические структуры; III — элементы палеогеографии; IV — климат; 1 — нерасчлененные по составу образования фундамента; 2–10 — отложения бассейна (2 — вулканогенные, 3 — песчаные, 4 — песчано-глинистые, 5 — глинистые, 6 — известняковые, 7 — известняково-глинистые, 8 — доломитовые, 9 — рифогенно-известняковые, 10 — сульфатно-галогенно-известняковые, 11–12 — положение рудоносных экзогенных формаций — соответственно с установленной и предполагаемой рудоносностью). Виды полезных ископаемых: KV — кварцевые пески, K — каолин осадочный, TM — россыпи тяжелых минералов, MM — бентонитовая глина, Ц — цеолитовая порода, СТ — стратиформные месторождения, Ф — фосфорит, КР — карбонатные породы, ГА — гипс-ангидрит, ПС — каменная соль, У — уголь, S — самородная сера, Fe — железо, Mn — марганец, Sr — целестин, F — флюорит

Важно также отметить, что изучение экзогенной минерализации, выделение рудоносных формаций в осадочно-породных бассейнах должны проводиться с обязательным анализом их гидрогеологических (палеогидрогеологических) условий. Осадочно-породные бассейны представляют собою обычно достаточно автономные гидрогеологические структуры типа артезианских и адартезианских бассейнов, которые характеризуются определенной направленностью рудообразующих процессов в зависимости от строения слагающих их формаций и проявлений тектономагматической активизации [1, 2, 15]. Следует отметить, что история формирования и особенности минерализации отдельных осадочно-породных бассейнов весьма индивидуальны. Это обстоятельство крайне затрудняет (а в ряде случаев полностью исключает) создание обобщенных прогностических моделей.

Для прогнозной оценки нам представляется более перспективным путь детального изучения особенностей геологического строения каждого бассейна, составления бассейнограмм (фиг. 2) и опорных палеогидрогеологических колонок [15].

Анализ материалов, получаемых в процессе подобных исследований, позволяет наиболее полно и экономично оценить перспективы бассейнов на возможность обнаружения в них экзогенных месторождений.

* * *

Анализ материалов по экзогенной минерализации позволяет обосновать выделение трех основных генетических групп экзогенных рудоносных формаций и связанных с ними месторождений: гипергенную, седиментогенную и эпигенную. Формации и месторождения каждой группы характеризуются строго индивидуальными закономерностями формирования, а соответственно прогнозными критериями поисков полезных ископаемых.

В основу построения прогнозно-поисковых комплексов для гипергенных месторождений предлагается положить четко выраженную закономерность их приуроченности выявленным эпохам гипергенного рудообразования. Все известные на рассматриваемой территории промышленные гипергенные месторождения возникли в эти относительно кратковременные отрезки геологической истории Земли.

Основами построения прогнозно-поисковых комплексов седиментогенных рудоносных формаций должны быть выделение и детальное изучение истории развития конкретных осадочно-породных бассейнов как совокупностей парагенетически связанных между собой осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, приуроченных к долговременно существовавшим отрицательным структурам земной коры.

Закономерности локализации эпигенных рудоносных формаций и месторождений, также приуроченных к осадочно-породным бассейнам, в значительной мере определяются палеогидрогеологическими факторами, эволюцией магматизма и характером тектонических движений.

Магматическая (и сопровождающая ее обычно гидротермальная) деятельность оказывает существенное влияние на формирование месторождений всех генетических групп, обычно интенсифицируя процесс рудообразования и вовлекая в рудогенез более широкий спектр полезных компонентов. При этом ряд рудных элементов, в частности золото, вольфрам, молибден без "эндогенного стимула" в экзогенезе, практически не образуют коренных месторождений [5].

Каждая генетическая группа рудоносных формаций и месторождений характеризуется строго индивидуальными закономерностями формирования рудных тел, а также возрастными интервалами наиболее широкого распространения (рудоносными эпохами) и поэтому требует разработки только ей присущего комплекса прогнозных критериев.

Список литературы

1. Басков Е.А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. Л.: Недра, 1983. 263 с.
2. Басков Е.А., Вересов С.А., Петрова Н.А. и др. Палеогидрохимические исследования. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Л.: Недра, 1985. 251 с.
3. Карта экзогенной минерализации СССР м-ба 1:5 000 000 / Под ред. Михайлова Б.М. Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
4. Кузнецов Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 311 с.
5. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.

6. Михайлов Б.М. Эволюция литогенеза // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. Кн. 1. Л.: Недра, 1989. С. 204—224.
7. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Под ред. Горжевского Д.И., Павлова Д.И. М.: Недра, 1990. 268 с.
8. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
9. Предтеченский Н.Н., Македонов А.В., Петровский А.Д. и др. Осадочные формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. Л.: Недра, 1984. 228 с.
10. Рудоносность и геологические формации структур земной коры / Под ред. Рунджвиста Д.В. Л.: Недра, 1981. 423 с.
11. Рудоносность осадочных комплексов / Под ред. Михайлова Б.М., Нарсеева В.А., Холодова В.Н. Л.: Недра, 1989. 211 с.
12. Сапожников Д.Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М.: Недра, 1972. 208 с.
13. Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. СПб.: ВСЕГЕИ, 1991. 210 с.
14. Тимофеев П.П. Проблемы изучения осадочных формаций // Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 3—14.
15. Типовые палеогидрогеологические модели структурно-металлогенических зон. Методические рекомендации / Под ред. Баскова Е.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 44 с.
16. Шатский Н.Н. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1955. 348 с.
17. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
18. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под ред. Перельмана А.И. М.: Недра, 1965. 324 с.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
5. XI. 1992

УДК 550.4:551.234(470.6)

© 1993 г. Ковалевская И.С., Моргун Е.Г., Рысков Я.Г.,
Самойлова Е.М.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
МИНЕРАЛОВ КРУПНОЙ ФРАКЦИИ ПОЧВ СОПРЯЖЕННЫХ
ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

На основании данных оптической микроскопии, рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии выделены и описаны группы кластогенных магматических и метаморфических минералов, минералов хемогенно-осадочного генезиса, а также аутигенных минералов и образований, сформированных в почве в результате педогенеза и современных геохимических процессов. Анализ распределения минералов различного генезиса в почвах позволил выявить роль геохимического сопряжения ландшафтов в формировании минеральной массы черноземов, каштановых и аллювиальных почв степной зоны.

Минеральный состав почв степной зоны формируется главным образом материалом почвообразующих пород, а также почвенно-геохимическими процессами, в той или иной степени преобразующими исходный субстрат. В основе явлений, определяющих исходный состав почвообразующих отложений, направленность и степень его изменения при почвообразовании, лежит комплекс геохимических процессов – механической, физико-химической, биогенной, техногенной миграции [19], а также комплекс процессов преобразования вещества в ходе миграции и на месте. В результате их действия формируется геохимическая структура ландшафта [8], находящая отражение в строении и свойствах почвенного покрова [23]. Однако геохимическая структура ландшафта изучена главным образом относительно химических элементов и достаточно простых химических соединений. Меньше внимания уделяется сложным веществам и формам химических соединений, реально участвующих в природных почвенно-геохимических процессах. Широкий спектр таких сложных форм представлен в почвах минералами крупной фракции. Им принадлежит существенная индикаторная роль в изучении процессов миграции минерального вещества и, что особенно важно, процессов трансформации исходного субстрата и минералообразования при педогенезе.

В связи с этим целью настоящего исследования были идентификация и анализ распределения в почвах сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья терригенного и аутигенного (педогенного) материалов для выяснения источников его поступления и процессов последующего перераспределения в ландшафте, трансформации и образования на месте при педогенезе.

Имеющиеся региональные исследования по данному вопросу посвящены главным образом минеральному составу лёссовых пород четвертичного возраста, распространённых на прилегающей к Ставропольской возвышенности равнине [1, 2, 4, 6, 7, 15, 26, 27]. Лёссовый покров, согласно этим данным, не имеет прямой связи с подстилающими его отложениями, обладает площадной однородностью и выдержанностью минерального состава, в тяжелой фракции содер-

Таблица 1

Характеристика природных условий и почв марокатены

Почва	Положение по рельефу	Абсолютная высота, м	Козффициент увлажнения	Почвообразующая порода	Мощность гумусового горизонта, см	Содержание $C_{орг}$ в слое 0—25 см, %	Среднее содержание по профилю фракций, мм		Глубина вскипания от HCl, см	Уровень грунтовых вод, м (колебания, м)
							<0,001	<0,01		
Мезокатена 1										
Чернозем типичный	Водораздельная поверхность	540	0,9	Элювий глины	110	3,1	35,4	57,8	55	>10
	Пойма	420	0,9	"	88	1,9	31,7	40,7	С поверхности	0,6 (0,5—1,5)
Мезокатена 2										
Чернозем обыкновенный	Водораздельная поверхность	440	0,8	Элювий-делювий глины	95	2,8	37,8	49,8	"	>10
Мезокатена 3										
То же	То же	320	0,5—0,7	Лёссовидный суглинок	104	2,0	23,6	38,7	"	>10
Мезокатена 4										
Темно-каштановая	Водораздельная поверхность	200	0,4—0,5	Лёссовидный суглинок	44	1,2	24,3	38,1	С поверхности	>10
Пойменная луговая	Пойма	170	"	—	—	2,2	26,3	41,5	"	0,5

жит эпидот и эмфиболы, слюды, часто пироксены, а также магнетит, ильменит, циркон, рутил, хлорит, апатит, гранат, турмалин, почти не содержит метаморфических минералов.

Данные по минералогии почвообразующих пород Ставропольской возвышенности (майкопских и сарматских отложений) менее обширны. Н.П. Затенацкая [11] отмечает в составе тяжелой фракции майкопских отложений большое количество оксидов и гидроксидов железа (лимонит, гётит, магнетит), рудные минералы, цирит, роговую обманку, пироксены, эпидот, гранат, циркон, карбонаты. В выветрелых разностях этих отложений обнаружены, кроме того, дистен, ставролит, мусковит, биотит, сфен, апатит, хлорит, рутил, лейкоксен.

В минералогии почвообразующих пород различного возраста имеется как сходство, наиболее выраженное в составе кластогенных минералов, так и различия, отражающиеся в составе аутигенных минералов, которые сформировались как хемогенно-осадочные в одном случае в морском палеобассейне, в другом – в субаэральной обстановке.

По-видимому, в результате ландшафтно-геохимических и почвенных процессов, протекающих в системе сопряженных ландшафтов, формируется новая ассоциация аутигенных минералов и образований, отражающих функционирование ландшафта как целого в его современном виде.

Объекты и методы исследования. Объектом исследования были почвы геохимически сопряженных ландшафтов, составляющих макрокатену на восточном склоне Ставропольской возвышенности. Протяженность макрокатены от Прикалаусских высот до Отказненского водохранилища составляет около 100 км. В районе Прикалаусских высот и далее на юго-восток на расстоянии 17, 39 и 100 км были выбраны четыре мезокатены, в каждой из которых по геоморфологическим элементам рельефа (водораздел – склон – пойма) были заложены разрезы для изучения почв. Эти мезокатены, как мы полагаем, характеризуют элювиальные (мезокатена 1), транзитно-элювиальные (мезокатены 2 и 3) и транзитно-аккумулятивные (мезокатена 4) условия на склоне Ставропольской возвышенности. Краткая информация об объектах исследования дана в табл. 1, более детальная – в работе [22].

Гранулометрический состав почв определялся по Н.А. Качинскому. Выделение минералов крупной ($> 0,05$ мм) фракции проводили путем мокрого просеивания через набор сит после разминания навески почвы в пастообразном состоянии. Химическую обработку при этом не использовали, чтобы избежать разрушения минералов и образований аутигенной природы. Полученные крупные фракции разделяли в бромформе ($d = 2,9$ г/см³) на легкие и тяжелые компоненты. Далее тяжелые фракции разделяли по магнитным свойствам на сильно-, средне- и немагнитные с помощью электромагнитного сепаратора. Минеральный состав изучали с помощью кристаллооптического метода с использованием микроскопа МИН-8 и стереомикроскопа фирмы OPTON. Непрозрачные рудные и аутигенные минералы после отбора нужного количества под микроскопом определяли с помощью рентгеновской дифрактометрии с использованием дифрактомера ДРОН-2 (Fe-излучение). Для идентификации веществ в микроколичествах использовали метод инфракрасной спектроскопии. Получение спектров проводили на приборе Specord M-80, при их расшифровке руководствовались работой И.И. Плюсниной [20].

Количественный подсчет минералов производили из 500 зерен с дальнейшим пересчетом на количество каждой подфракции во фракции $> 0,05$ мм почв. Подобный метод анализа используется при шлиховых поисках полезных ископаемых [12]. Мы его использовали с небольшими изменениями, которые заключались в разделении фракций еще и по размерам > 1 ; $1-0,5$; $0,5-0,25$; $0,25-0,1$ и $0,1-0,05$ мм, что увеличило точность определения содержания минералов.

**Содержание фракций, генетических групп минералов и образований во фракциях
гор. А почв макрокатены, %**

Мезокате- на (гео- морфоло- гическое положе- ние)	Содержа- ние фрак- ции >0,05 мм в почве, %	Легкая фракция				Тяжелая фракция			
		содер- жание во фрак- ции >0,05	класто- генные (I груп- па)	хемо- генно- осадоч- ные (II группа)	педоген- ные (III группа)	содер- жание во фрак- ции >0,05 мм	класто- генные (I груп- па)	хемо- генно- осадоч- ные (II группа)	педоген- ные (III группа)
1 (водораз- дел)	27,8	99,1	88,7	0,4	10,9	0,9	28,5	71,5	Не обн.
2 "	20,6	99,6	75,9	13,3	10,3	0,4	58,6	41,4	Следы
3 "	11,6	98,8	99,6	0,2	0,2	1,2	61,0	38,4	0,6
4 "	14,1	98,0	96,3	2,1	1,6	2,0	72,5	26,8	0,7
1 (пойма)	10,4	97,2	79,2	12,9	8,0	2,8	21,8	61,1	17,1
4 "	15,5	97,7	50,3	н.о.	49,7	2,3	92,9	1,50	5,6

Результаты исследований. Гранулометрический состав почв макрокатены, расположенных на водоразделах междуречий, отражает наличие двух групп почвообразующих пород. Почвы мезокатен 1 и 2 имеют в основном легкоглинистый иловато-крупнопылевато-тонкодисперсный состав, а мезокатен 3 и 4 – тяжелосуглинистый иловато-крупнопылеватый состав. В водораздельных почвах макрокатены от верхней ее части к нижней происходит уменьшение содержания фракции физической глины ($< 0,01$ мм). Изменение содержания этой фракции в почвообразующих породах не является монотонным, оно характеризуется наличием максимума в средней части макрокатены. Подобным же образом по макрокатене распределена листоватая фракция, причем во всех горизонтах почвенного профиля. Содержание лессовой фракции постепенно увеличивается вниз по макрокатене; в ее крайних точках оно различается более чем в 2 раза. Верхняя часть макрокатены отличается повышенным содержанием фракции тонкого песка.

Пойменные почвы верхней части макрокатены (мезокатены 1 и 2) несколько облегчены по сравнению с почвами водораздела, а в нижней ее части – несколько утяжеляются (мезокатена 3), либо практически не отличаются от геохимически сопряженных с ними почв водораздела. В итоге гранулометрические фракции в пойменных почвах по макрокатене в отличие от почв водораздела, распределены довольно равномерно.

В составе крупной ($> 0,05$ мм) фракции почв макрокатены выделяются три группы минералов и образований, различающиеся своим генезисом (табл. 2). Первая группа – кластогенные магматические и метаморфические минералы, устойчивые и относительно устойчивые, претерпевшие длительную транспортировку от элювия коренных кристаллических пород до отложений осадочного морского генезиса и далее многократно переотложенные континентальными делювиальными процессами.

Эта группа минералов встречается как в более древних, так и в молодых отложениях, в почвах от элювиального до транзитно-аккумулятивного ландшафтов. Распределение минералов этой группы, качественный и количественный ее состав, типоморфные особенности позволяют оценить источники поступления материала и дальнейшее распределение в ландшафте [5].

Вторая группа представляет собой минералы хемогенно-осадочного генезиса. Они менее устойчивы при транспортировке, чем минералы первой группы.

**Соотношение кластогенных минералов тяжелой фракции в почвах макрокатены,
% от суммы кластогенных минералов**

Мезока- тена	Магнетит + титаномаг- нетит	Ромбичес- кий пи- роксен	Роговая об- манка	Циркон	Андалузит	Эпидот	Ставролит
1	0,7	8,1	Не обн.	2,4	27,2	27,4	1,1
2	4,6	4,4	"	0,3	43,1	17,6	1,0
3	5,2	12,9	7,0	4,0	25,7	15,6	1,3
4	6,7	18,4	16,4	9,6	11,7	14,6	Не обн.

Мезока- тена	Дистен	Апатит	Гранат	Рутил	Турмалин	Ильменит	Хлорит
1	1,8	1,6	3,3	0,7	23,3	Не обн.	2,4
2	0,4	1,6	5,7	0,5	13,7	2,7	4,4
3	0,2	3,3	4,9	1,5	Не обн.	5,8	12,5
4	Не обн.	12,6	4,1	0,6	"	1,1	4,2

И, наконец, третья группа объединяет аутигенные минералы, образованные в почве в результате педогенеза и современных геохимических процессов. Они неустойчивы в физико-химическом отношении, довольно легко разрушаются при физическом воздействии и изменении окружающей среды.

Анализ распределения перечисленных групп минералов в почвах макрокатены обнаруживает определенные закономерности, обусловленные различными геохимическими процессами, имевшими место в ходе формирования и развития ландшафта.

Группа кластогенных минералов (группа I) распространена во всех изученных почвах макрокатены. Среди этой группы минералов особое внимание привлекают дистен и ставролит, которые рассматривают в качестве индикаторов поступления материала с Русской плиты [9; 10, 16, 18, 21]. В неогеновом палеобассейне они играли наиболее существенную роль [9, 18]. Количество минералов группы I в легкой фракции почв убывает от элювиальной части макрокатены к транзитной, а затем вновь возрастает в трансаккумулятивном ландшафте (см. табл. 2); заметно также уменьшение доли этих минералов в почвах поймы по сравнению с водоразделом.

Наибольшее разнообразие кластогенных магматических и метаморфических минералов обнаружено в тяжелой фракции, в которой содержание этой группы минералов имеет тенденцию к возрастанию вниз по уклону макрокатены (см. табл. 2).

Соотношение минералов тяжелой фракции почв закономерно изменяется по макрокатене (табл. 3). От элювиальной части ландшафта, Р – N-отложениями морского генезиса, к транзитно-аккумулятивной, где распространены четвертичные лёссовидные породы континентального генезиса, уменьшается относительное содержание кластогенных минералов метаморфического комплекса: андалузита, эпидота, ставролита, дистена и турмалина. Изменение содержания дистена и ставролита по макрокатене свидетельствует о существенном уменьшении материала Русской плиты при формировании почвообразующих пород транзитно-аккумулятивной части ландшафта юго-восточного склона Ставро-

Содержание минералов и образований во фракции >0,05 мм гор. А почв макрокатены

Мезокате- на (геомор- фологичес- кое поло- жение)	Кластогенные (группа i)												
	Кварц	Полевой шпат	Муско- вит	Биотит	Хлорит	Магнетит + титаномаг- нетит	Ромбичес- кий пиро- ксен	Роговая обманка	Циркон	Андалузит	Эпидот	Ставролит	Дистен
(водо- раздел)	65,2	21,9	0,8	Не обн.	0,6	0,2	0,2	Не обн.	0,6	6,9	6,9	0,3	0,5
2 "	38,8	28,8	7,9	"	1,1	1,1	1,1	"	0,1	10,6	4,3	0,2	0,1
3 "	56,7	32,0	8,3	1,4	8,3	3,4	8,5	4,6	2,6	17,0	10,3	0,8	0,2
4 "	64,0	23,3	5,5	2,4	3,7	7,5	20,8	18,5	10,8	13,2	16,5	Не обн.	Не обн.
1 (пойма)	47,3	29,5	0,1	0,02	32,7	0,9	2,7	4,6	4,4	8,4	7,0	0,4	"
4 "	26,5	19,9	1,7	1,0	199,0	1,6	0,7	4,2	5,4	6,0	Следы	Не обн.	"

Мезокате- на (геомор- фологичес- кое поло- жение)	Хемогенно-осадочные					Педогенные (группа iii)							
	Апатит	Гранат	Рутил	Турма- лин	Ильме- нит	Извест- няк	Оксиды Fe	Крем- ни (Fe)	Водопроч- ные агре- гаты	обломки раковин моллюс- ков	карбонат- ные стя- жения	хлорит (Fe)	оксиды Fe
1 (водораз- дел)	0,3	0,8	0,2	5,9	Не обн.	3,2	100,1	Не обн.	1078,0	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
2 "	0,4	1,4	0,1	3,4	0,7	600,3	736,8	"	1067,9	2,6	5,5	"	"
3 "	2,2	3,2	1,0	Не обн.	3,8	Не обн.	63,5	0,4	Не обн.	24,4	Не обн.	"	"
4 "	14,2	4,6	0,7	"	1,3	3,0	259,0	"	66,14	5,0	81,0	1,0	1,5
1 (пойма)	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1089,0	332,5	0,1	165,0	0,6	Не обн.	597,9	Не обн.
4 "	"	"	"	"	"	Не обн.	3,5	Следы	3696,8	257,7	339,3	564,0	1,8

примечание. Содержание кварца, полевого шпата, мусковита и биотита приведены в процентах, остальных минералов — в $10^{-2}\%$.

польской возвышенности. Здесь возрастает доля магнетита и титаномагнетита, ромбического пироксена, роговой обманки, циркона, апатита, характерных для пород интрузивного комплекса. Большинство из них отличается свежестью, отсутствием черт длительной транспортировки и выветривания, что свидетельствует о близости источника их поступления. Наиболее выражено это у ромбических пироксенов, которые встречаются в виде идиоморфных кристаллов с включениями магнетита. Магнетит, титаномагнетит, роговая обманка, ромбические пироксены, слюды выделяются в качестве характерных для минералогических провинций, приуроченных к Кавказу [1, 2, 7, 24], и, по-видимому, могут служить маркирующими для отложений терригенного материала Кавказского источника. По нашим данным, наличие этих минералов, их состояние свидетельствуют о поступлении терригенного материала с Кавказа.

Анализ распределения первой группы минералов по мезокатенам показал, что степень расчлененности рельефа существенно влияет на их соотношение в крупной фракции почв различных геоморфологических позиций. В почве поймы элювиальной сильно расчлененной части макрокатены (табл. 4, мезокатена 1), появляются минералы с низкой и средней физико-химической устойчивостью (биотит, роговая обманка), не встречающиеся в почве водораздела. В крупной фракции пойменной почвы также увеличивается доля таких минералов, как магнетит, ромбический пироксен, циркон; апатит, гранат, рутил и турмалин не обнаруживаются. Эти факты говорят об активном делювиальном перемещении материала по склону, обнажении слабовыветрелых почвообразующих пород и вовлечении продуктов их размыва в почвообразование в подчиненном ландшафте.

В почве поймы транзитно-аккумулятивного ландшафта (мезокатена 4) с менее расчлененным рельефом в крупной фракции по сравнению с почвой водораздела наблюдается уменьшение доли всех кластогенных минералов, за исключением хлорита, который имеет здесь благоприятные условия не только для сохранности, но и для синтеза [28]. Отмеченное уменьшение относительного содержания кластогенных минералов обусловлено здесь интенсивным формированием педогенных минералов и образований.

Группа хемогенно-осадочных минералов (группа II) включает кальцит, слагающий известняк, кремнь и различные формы оксидов и гидроксидов железа (лимонит, гётит, гематит).

Известняк встречается как в виде щебенки в водораздельных почвах мезокатен 1 и 2, так и в более дисперсном состоянии в пойменных почвах этих мезокатен. Далее, в транзитно-аккумулятивной части макрокатены содержание обломков известняка в почвах существенно уменьшается, причем дисперсность и степень его окатанности растут.

Оксиды и гидроксиды железа в виде плотных окатанных и полуокатанных обломков темно-коричневого, красного, бурого и желтого цвета присутствуют в основном в тяжелых магнитных и немагнитных фракциях. В легких фракциях оксиды железа светлее, часто с включениями обломков кварца, полевых шпатов, слюд. В соответствии с нашими исследованиями и исследованиями других авторов [11], хемогенно-осадочные оксиды и гидроксиды железа характерны для морских Р – N-отложений. Эти образования в почвах верхней части макрокатены (мезокатены 1 и 2) являются унаследованными от почвообразующих пород, наличие их в почвах, сформированных на породах континентального генезиса нижней части макрокатены (мезокатены 2 и 4) может свидетельствовать о делювиальном сносе материала с верхней части склона Ставропольской возвышенности.

Анализ распределения минералов хемогенно-осадочной группы по мезокатенам при сравнении почв водоразделов и пойм, почв пойм друг с другом позво-

ляет отметить закономерности современного процесса механической миграции. В крупной фракции пойменных почв мезокатены 1 (элювиальная часть макрокатены) по сравнению с водоразделом увеличивается доля хемогенно-осадочной группы в целом (см. табл. 4). Та же закономерность была отмечена нами выше для кластогенных минералов с низкой и средней физико-химической устойчивостью. Обратная тенденция наблюдается для мезокатены 4 (транзитно-аккумулятивная часть макрокатены), что является следствием большей удаленности почв поймы этого ландшафта от источника хемогенно-осадочного материала и его разрушения при длительной транспортировке.

Группа аутигенных минералов и образований (группа III), встречающаяся преимущественно в почвах и связанная с ее генезисом, включает в легкой фракции рыхлые карбонатные стяжения, образованные по порам и ходам корней, водопрочные агрегаты, арагонитовые обломки раковин моллюсков. В тяжелой фракции, судя по рентгенограммам и спектроскопии в инфракрасной области, найдены хлорит (шамозит), фосфорит, оксиды и гидроксиды железа, имеющие пластинчатую форму и, часто, слоистое строение. Последние образования имеют бурую, черную и желтую окраску, иногда с отпечатками растительной клетчатки. Магнитные их разности плотнее и темнее, с металлическим блеском в плотных центральных своих частях характеризуются гетит-маггемитовым фазовым составом. Немагнитные разности рассматриваемых образований рыхлее и светлее, имеют гидрогетитовый состав. Гетит обнаруживается дифрактометрически по следующим значениям d/n , Å: 4,98; 4,20; 3,34; 2,69; 2,45; 2,25; 2,19; 1,72, маггемит – 2,96; 2,52; 2,09; – 1,69; 1,61; 1,48.

Гидрогетит в отличие от гетита дает интенсивное широкое поглощение в инфракрасной области (около $3,200\text{ см}^{-1}$), свидетельствующее о наличии в структуре водородносвязанных ОН-групп.

Количество аутигенных карбонатных образований возрастает в почвах транзитно-аккумулятивной части макрокатены (см. табл. 4). Так количество карбонатных стяжений в крупной фракции в пойменной почве мезокатены в 4 раза больше, чем в почве водораздела. Аналогичная картина наблюдается и в распределении аутигенных железистых образований. В элювиальной части макрокатены (в почвах мезокатен 1 и 2) они нами не встречены, но появление их отмечено в почвах мезокатены 3, а наибольшее содержание в пойменной почве мезокатены 4.

К группе аутигенных минералов мы относим также железистый хлорит (шамозит), который обнаруживается как в тяжелой фракции, так и в легкой, имея, видимо, плотность, близкую к плотности бромформа. Зерна шамозита имеют пластинчатую изометричную, иногда комковатую форму, темно-зеленый и зеленый цвет (чаще не прозрачны с черными углистыми включениями), низкую твердость, что исключает аллотигенную природу его нахождения в рассматриваемых почвах.

На дифрактограмме минерал идентифицирован по отражениям со следующими значениями d/n , Å: 14,2; 7,06; 4,72; 3,53; 2,45; 2,39; 2,12; 1,55. Сильные отражения (7,06 и 3,53 Å) от базальной сетки четных порядков свидетельствуют о его железистости. Данный минерал парагенетически связан с аккумуляцией оксидов железа в аккумулятивных частях ландшафта [17]. Нами железистые хлориты, в частности шамозит, обнаружены в наибольшем количестве в пойменных почвах (мезокатены 1 и 4), в меньшем количестве – в почве водораздела транзитно-аккумулятивного ландшафта (мезокатена 4). Здесь же встречаются фосфатные соединения, которые определены методом инфракрасной спектроскопии по наличию интенсивных широких полос поглощения с дублетом 1100 , 1052 см^{-1} и триплетом 630 , 604 , 570 см^{-1} [18]. На первый взгляд кажется удивительным отсутствие педогенных магнитных форм оксидов железа в крупных

фракциях почвы поймы мезокатены 1, где довольно много железистых аутигенных хлоритов, с которыми они парагенетически связаны [28], но как показывают исследования илистой фракции [3], оксиды железа, в том числе и Fe^{2+} , накапливаются в пойме в высокодисперсном состоянии. Возможно, что местные геохимические условия препятствуют накоплению выделенных нами форм в крупной фракции.

Прослеживается закономерная связь между особенностями распределения аутигенных минеральных образований по макрокатене и формированием водопрочных почвенных агрегатов. В элювиальной части макрокатены (мезокатены 1 и 2) эти агрегаты имеют темно-серый цвет и не разрушаются под действием 10% HCl, что указывает на гумус как основное клеящее вещество. В транзитных и, особенно, транзитно-аккумулятивных ландшафтах (мезокатены 3 и 4) большую роль в формировании водопрочных структур начинает играть карбонатный и железистый материалы, причем в пойменной почве мезокатены 4 соединения железа в качестве агрегирующего агента играют основную роль.

Обсуждение результатов исследований. Состав минералов крупной фракций почв, почвообразующих и подстилающих пород рассмотренной системы сопряженных ландшафтов определяется историей развития территории и современными почвенно-геохимическими процессами разрушения, трансформации, переноса и вторичного синтеза минеральных компонентов.

Анализ распределения кластогенных минералов указывает на поступление материала с Русской плиты и Кавказа, причем последний в четвертичное время становится основным источником терригенного материала. Верхняя часть восточного склона Ставропольской возвышенности, сложенная морскими Р – N-отложениями, сформирована материалом, поступающим преимущественно с Русской плиты. Аналогичный вывод сделан В.Н. Холодовым с соавторами [24, 25], изучавшими глинистые минералы среднемиоценовых отложений Восточного Предкавказья. Более молодые четвертичные континентальные лессовидные отложения, залегающие ниже по рельефу, преимущественно содержат терригенный материал, поступавший с Кавказа.

В отличие от Л.Г. Балаева, П.В. Царева [4] и Б.Ф. Галая [7], полагающих поступление лёссовидного материала золотым путем со стороны Прикаспийской низменности, наши данные свидетельствуют о преобладающей роли кавказского источника в формировании лёссовидных пород и в большей мере соответствуют гипотезе водно-аккумулятивного происхождения этих отложений. Аналогичная гипотеза формирования почвообразующих пород предложена ранее В.А. Ковдой и Е.М. Самойловой для Русской равнины [13, 14]. С учетом данных работы Я.Г. Рыскова с соавторами [22] можно предполагать, что золотым путем поступали в основном минеральные соли, т.е. источники поступления солевого и терригенного материала для данной территории различались. По мере воздымания Ставропольской возвышенности и регрессии Каспийского бассейна заметное влияние на формирование лёссовидных отложений оказывал делювиальный снос, протекавший, по-видимому, по всей протяженности ее склона. О такой механической геохимической миграции вещества на значительном протяжении свидетельствует наличие в лёссовидных породах в районе мезокатен 3 и 4 окатанных обломков хемогенно-осадочных оксидов и гидроксидов железа, известняка и окремнелых образований, характерных для неогеновых отложений морского седиментогенеза, расположенных в верхней части макросклона Ставропольской возвышенности.

Таким образом, формирование почвообразующих отложений данной территории протекало как под влиянием геохимической механической миграции, направленной со Ставропольской возвышенности, так и в результате поступления терригенного материала с Кавказа.

Наряду с механической миграцией вещества в рассмотренном ландшафте существует группа геохимических процессов, обуславливающих разрушение, трансформацию, синтез и организацию минерального вещества, перенос его с жидким поверхностным и внутрипочвенным стоками в виде коллоидных и истинных растворов. Причем направленность и интенсивность этих процессов зависят от положения ландшафта в системе геохимического сопряжения. В почвах элювиальной части макрокаты преобладают процессы разрушения и выноса минеральных компонентов. Вниз по уклону макрокаты процессы выноса ослабевают и в возрастающей степени компенсируются процессами привноса вещества с вышележащих ландшафтов. В этих условиях притока вещества усиливается и становятся заметными трансформация и неосинтез минеральных образований. Это выражается в формировании карбонатных стяжений в почвах мезокатен 3 и 4, появлении аутигенных оксидов и гидроксидов железа, железистых хлоритов и фосфорита (мезокатена 4), наиболее заметном в пойменной почве.

Очевидно, что две выделенные группы процессов формирования минерального вещества почв геохимического ландшафта (механическая миграция и миграция в виде истинных и коллоидных растворов) в определенные периоды развития ландшафта как целого, играют не равнозначную роль. Так, в рассматриваемом ландшафте можно выделить период преобладания процессов механической миграции, приведших к формированию минерального состава лёссовидных почвообразующих пород, и период преобладания миграции коллоидного и истинно растворенного вещества, приводящий к разрушению и выносу минеральных веществ почв в элювиальной позиции и формированию новообразований в почвах аккумулятивных ландшафтов. Чередование преобладания каждого из них, длительность их существования зависят от климатических и тектонических условий, определяя эволюцию ландшафта как единого целого.

Представленные материалы убедительно показывают, что минеральная масса каждой почвы является продуктом геохимических процессов разного уровня, результатом перераспределения вещества между формами мега-, макро- и мезорельефа. Почвы исследованного региона отражают геохимические связи, во-первых, между Кавказом и равнинами Предкавказья, во-вторых, между вершиной Ставропольской возвышенности и ее склонами, в-третьих, между междуречьями и поймами, расчленяющими эти склоны. Определенное место в системе этих процессов занимает педогенное минералообразование. Анализ минералов крупных фракций позволил оценить вклад каждого из этого иерархических уровней в формирование минеральной части почв Центрального Предкавказья.

Список литературы

1. Ананьев В.П. Минералогический состав лёссов Ставрополя // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 6. С. 1078–1082.
2. Ананьев В.П., Коробкин В.И. Минералы лёссовых пород. Ростов на / Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1980, 199 с.
3. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Ковалевская И.С. и др. Минералогический состав илистой фракции почв сопряженных ландшафтов Центра Ставропольской возвышенности // Почвоведение. 1988. № 9. С. 113–124.
4. Балаев Л.Г., Царев П.В. Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964. 246 с.
5. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 227 с.
6. Галай Б.Ф., Скоробогач Т.В., Жуков Ю.П. Вулканогенный материал в лёссах Ставрополя // II конгресс ИНКВА (тез. докл.). 1982. Т. 2. С. 141–143.
7. Галай Б.Ф. Опорный разрез лёссов Предкавказья // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 2. С. 343–345.
8. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высш. шк. 1988. 328 с.

9. Гроссгейм В.А., Короткова К.Ф. Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории Северо-Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 5. С. 69—79.
10. Добровольский В.В. Минералого-геохимические провинции почвообразующих пород Русской равнины // Докл. к VIII конгр. почвсведов. Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. М.: Наука, 1964. С. 333—343.
11. Затеняцкая Н.П. Закономерности формирования свойств засоленных глин. М.: Наука, 1985. 145 с.
12. Захарова Е.М. Шлиховые поиски и анализ шликсов. М.: Недра, 1974. 195 с.
13. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 263 с.
14. Ковда В.А., Самойлова Е.М. О возможности нового понимания истории почв Русской равнины // Почвоведение. 1966. № 9. С. 1—12.
15. Коробкин В.И., Балаев Г.Г., Галай Б.Ф. Субазальный литогенез и свойства пылевато-глинистых отложений. Ростов н/Д.: Изд-во Ростов. ун-та, 1985. 205 с.
16. Лысенко М.П. Лёссовые породы. Л.: Недра, 1978. 207 с.
17. Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968. 359 с.
18. Недоумов Р.И. О литолого-геохимических особенностях среднего миоцена Центрального Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 48—60.
19. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
20. Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Изд-во МГУ, 1977. 174 с.
21. Равнины европейской части СССР. М.: Наука, 1974. 255 с.
22. Рысков Я.Г., Олейник С.А., Алексеева Т.Б. и др. Геохимические обстановки в почвах сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 41—55.
23. Фридланд В.М. Структура почвенного покрова. М.: Мысль, 1972. 423 с.
24. Холодов В.Н., Гаврилов Ю.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья (р. Ярык-Су) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 904—907.
25. Холодов В.Н., Гаврилов Ю.А., Градусов Б.П. Глинистые минералы в чокракско-караганских отложениях Восточного Предкавказья. О происхождении глинистых минералов среднемиоценовых отложений // Литология и полез. ископаемые. 1977. № С. 63—80.
26. Шамрай И.А. Минералогический состав лёссовых пород Н. Дона и Северного Предкавказья как показатель их эолового происхождения // Уч. зап. РГУ. 1955. Т. 33. (Тр. геол.-географ. ф-та. Вып. 6). С. 45—48.
27. Шамрай И.А., Кохановский П.П. Минералогические и структурно-петрографические типы и провинции лёссовых пород Н. Дона. Южных Ергеней и Северного Предкавказья // Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР. 1965. Бюл. № 30. С. 93—98.
28. Шербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.

Институт почвоведения
и фотосинтеза РАН, Пущино

Поступила в редакцию
15.III.1993

УДК 552.1:550.4(470.6)

© 1993 г. Недумов Р.И.

**ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКАВКАЗЬЯ.**

**Сообщение 1. О связи условий формирования с литологией
и геохимией майкопских отложений**

На примере двух стратотипических разрезов Центрального (р. Кубань) и Восточного (р. Сулак) Предкавказья рассмотрены литологические и минералогическо-геохимические особенности отложений майкопской серии. Показано, что выявленные различия возникли главным образом на стадии седиментации и отражают определяющее влияние на осадконакопление материала, поставляемого крупной платформенной рекой, вносящей значительный вклад в формирование осадочной толщи Восточного Предкавказья.

Майкопские отложения Предкавказья представляют собой мощную толщу глинистых и песчано-глинистых пород, сформировавшихся в олигоцене – нижнем миоцене в относительно спокойных с точки зрения тектонических движений условиях. В течение этого времени (в абсолютном выражении примерно 22–23 млн. лет [20]) границы Восточного Паратетиса, в пределах которого шло накопление отложений майкопской серии, оставались довольно стабильными, а обстановки осадконакопления – сходными на значительных площадях бассейна [4]. В связи с этим некоторые характерные горизонты (например, остракодовые слои хадумской свиты) прослеживаются на сотни километров. В то же время для майкопских отложений характерно достаточно отчетливое фациальное разнообразие, вызванное как особенностями строения дна бассейна, так и различиями в количестве и источниках осадочного материала.

Возникновение в майкопское время глубоководных прогибов, не компенсированных осадконакоплением [17], создавало, по аналогии с Черным морем, благоприятные условия для появления сероводородного заражения наддонных вод, существование которого в майкопском море отмечали многие авторы [1, 4, 7, 10, 12, 15, 18, 24]. Накопление мощных глинистых отложений в условиях восстановительных обстановок седиментации приводило к образованию обогащенных органикой, сильнопиритизированных, зачастую фаунистически немых толщ со своеобразной геохимией и высоким нефтематеринским потенциалом [12]. Своеобразие и уникальность майкопской серии Предкавказья вызывали и вызывают к ней повышенный интерес геологов.

В качестве объектов исследования были выбраны два характерных разреза майкопской серии: по р. Кубань, являющийся стратотипическим для Центрального Предкавказья, и по р. Сулак, отражающий условия осадконакопления и постседиментационные преобразования майкопской толщи в Восточном Предкавказье. Оба разреза в майкопское время располагались вблизи Кавказского острова в сходных фациальных обстановках. В то же время они несомненно различались по интенсивности осадконакопления, относительной роли северного (платформенного) и южного (кавказского) источников сноса, степени постсе-

диментационных преобразований и т.п. Эти различия наложили свой отпечаток на литолого-фациальные и минералого-геохимические особенности отложений, поэтому их выявление дает возможность сделать определенные выводы об условиях формирования майкопской толщи Предкавказья.

Разрез по р. Кубань. Впервые он был детально описан и расчленен К.А. Прокоповым [14]. Это расчленение в основном сохранилось и до настоящего времени. Снизу вверх майкопская серия подразделяется на семь свит: это хадумские, баталпашинские, септариевые, зеленчукские, караджалгинские, ольгинские и ритцевские отложения. При этом нижние четыре свиты относятся к олигоцену, а верхние три — к нижнему миоцену [4, 15].

В хадумских отложениях отчетливо выделяются три пачки. Нижняя (пшехский горизонт) сложена зеленовато- и коричневатосерыми тонко- и неяснослоистыми карбонатными глинами с рыбными остатками. В нижней части пшехского горизонта встречаются многочисленные раздавленные тонкостенные раковины *Planorbella*. На отдельных интервалах мощностью до 1,5–2 м в глинах наблюдаются тонкие темные прослои, обогащенные перетертыми органическими остатками, дающие характерный «муаровый» рисунок на сколе. В резко подчиненном количестве присутствуют алевроитовые глины. О проявлениях вулканической деятельности в раннем хадуме свидетельствуют тонкие (до 3–5 см) прослои вулканического пепла, по которому развивается монтмориллонит. В глинах повсеместно ощущается запах нефти и фиксируются редкие мелкие линзочки гагата. Средняя пачка хадума маломощна (1,5 м), но представляет собой прекрасный маркирующий горизонт, который прослеживается на сотни километров и известен как полбинский горизонт, или остракодовый мергель. Это светло-серый неяснослоистый мергель с многочисленными раковинами остракод. Верхняя пачка хадума получила название горизонта Морозкиной балки. Она сложена переслаивающимися карбонатными и некарбонатными коричневатосерыми неясно- и тонкослоистыми глинами.

Баталпашинская свита представлена пачкой сильно измененных ярозитизированных глин с большим количеством выделений гипса. В глинах встречаются тонкие прослои монтмориллонитизированного вулканического пепла, а также редкие выдержанные прослои небольших (15–20 см) карбонатных конкреций, количество которых в верхней части пачки увеличивается. Конкрекции нередко расположены на древесных остатках или заключают их в себе. Глины практически не содержат алевроитового материала.

Септариевая свита сложена измененными глинами, внешне и по составу очень похожими на глины, описанные в баталпашинской свите, и литологически отличается лишь появлением ряда прослоев септариевых конкреций, причем в нижней части пачки конкрекции небольшие (до 20 см) и септарность проявлена слабо, а в верхней части появляются характерные крупные караваеобразные конкрекции размером до 150 см в поперечнике, обладающие великолепной септариевой текстурой. Характерным маркирующим прослоем в кровле этой пачки является алкунский горизонт — тонкий (5–6 см) прослой плейшатаго песчанистого мергеля, который по простиранию дает раздувы, образуя конкреционные тела размером до 1,5–2 м.

Зеленчукская свита. Это единственный интервал в разрезе, где встречаются песчаные прослои. Нижняя часть этой пачки сложена плотными неслоистыми песчано-алевритовыми слюдястыми глинами с рыбными остатками. Выше в глинах появляются тонкие (до 1 см) прослои песка, а в верхней части пачки наблюдается несколько маломощных (до 0,5 м) прослоев мелко- и среднезернистых, иногда разномерных желтых слюдястых рыхлых почв, в кровле которых обычно располагаются конкреционные обособления тех же, но плотно сцементированных песчаников. Он песчаных прослоев отходят секущие слоистость

песчаные дайки мощностью до 3–5 см. В верхней части пачки песчаный пласт разорван и образует своеобразную крупную брекчию из глин и песков.

Караджалгинская свита представлена глинами с прослоями сидеритовых конкреций. Глины темно-серые, иногда коричневато-серые, практически без алевроитовой примеси, неяснослоистые, содержат рыбные остатки. Характерный признак караджалгинских глин – наличие своеобразного «муарового» рисунка на плоскостях напластования. Сидеритовые конкреции развиты довольно равномерно по всей толще, причем в ее нижней части они содержат алевроитовую примесь и остатки рыб, а в верхней – сложены монолитным сидеритом. Размеры конкреций не превышают 1 м в поперечнике (обычно 20–40 см).

Ольгинская свита сложена коричневыми и коричневато-серыми неяснослоистыми алевроитовыми глинами почти без рыбных остатков. В нижней части пачки в глинах встречаются скопления мелких дробевидных сульфидных конкреций. Сульфидизация иногда идет по мелким ходам червей.

Завершают разрез майкопа отложения ритцевской свиты. Это характерные темно-серые, почти черные, иногда шоколадные глины с прослоями сидеритовых конкреций. В нижней части свиты конкреции сложены плотным сидеритом без каких-либо включений, в верхней части пачки в конкрециях появляется заметная алевроитовая примесь, а их размеры увеличиваются с 50 до 100 см в поперечнике. В глинах отмечаются мелкие ходы червей.

Разрез по р. Сулак. Литологическая характеристика майкопской толщи разреза по р. Сулак существенно отличается от описанной на р. Кубань. Здесь при значительно большей общей мощности разреза довольно широко представлены песчаные отложения. Стратиграфическое расчленение этого разреза, обоснованное в классической работе Н.С. Шатского [26], также отличается от кубанского. В составе майкопской серии выделяются шесть свит: хадумская, миатлинская, нижнеглинистая, муцидакальская, рики и зурамакентская.

Хадумская свита сложена темно-бурыми, почти черными, очень плотными битуминозными карбонатными неслоистыми глинами с редкими рыбными остатками и конкрециями пирита. Так же как в кубанском разрезе, в средней части хадума прослеживается прослой остракодового мергеля. Нижняя часть майкопа разреза по р. Сулак подвергалась сильному тектоническому воздействию, которое выражалось в складчатости, многочисленных разрывных нарушениях и надвигах, что затрудняет описание свиты.

Миатлинская свита сложена песчано-глинистыми отложениями, причем в нижней ее части значительно преобладают песчаники, обычно мелко- и среднезернистые. Наряду с прослоями плотных песчаников с массивной текстурой довольно широко распространены горизонтально- и волнисто-слоистые разновидности. Они слабее сцементированы, нередко обогащены темноцветными минералами, содержат линзочки и слои глины и слюдистов. Глины темно-серые песчаные, встречаются лишь в виде тонких прослоев и линз. В нижней части миатлинской свиты наблюдаются многочисленные тектонические нарушения, удвоения слоев, мелкие складочки. В верхней части пачки преобладают серые неслоистые песчаные глины с рыбными остатками. Песчаники встречаются только в пачках частого переслаивания с глинами. Мощность отдельных слоев от 1 до 15 см. Нередки пачки частого переслаивания тонкозернистых песчаников и серых глин.

Над миатлинской толщей располагается так называемый нижнеглинистый горизонт, сложенный серыми неслоистыми или неяснослоистыми, иногда листовыми глинами. Глины обычно чистые, но в ряде случаев наблюдается алевроитовая примесь. На этом интервале встречаются глины с «муаровым» рисунком, чрезвычайно сходные с глинами караджалгинской свиты разреза по р. Кубань. В глинах изредка наблюдаются тонкие прослойки и линзочки светло-

го песчаника, часто обогащенного темноцветными минералами. В верхней части толщи встречены прослои коричневых неслоистых комковатых глин. В них в отличие от серых глин практически отсутствуют рыбные остатки.

Муцидакальская свита представляет собой толщу переслаивания глин и песчаников при резко подчиненном распространении последних. Глины серые двух разновидностей: листоватые без каких-либо остатков и более плотные с рыбными остатками и слабо выраженным «муаровым» узором. В верхней части толщи развиты коричневые неслоистые комковатые, очень плотные песчанистые глины. Песчаники желтовато-белые тонкозернистые, в ряде случаев битуминозные, иногда с волнистой и линзовидной слоистостью. В некоторых случаях песчаники залегают в виде неправильных глыб и линз, образуют секущие напластование дайки [26].

Выше залегает мощная глинистая пачка свиты рики. Глины темно-серые плотные чистые, практически без алевритовой примеси, содержат рыбные остатки. При выветривании распадаются на тончайшие листочки пепельного цвета. В нижней части свиты содержится несколько прослоев крупных септариевых конкреций. В глинах постоянно наблюдаются тонкие прослойки и линзочки светлого мелкозернистого песчаника. В верхней части свиты нередко прослои сидеритовых конкреций.

Завершает майкопскую толщу зурамакентская свита, сложенная бурыми и зеленовато-бурыми неяснослоистыми глинами с прослоями иссиня-черных (с поверхности) сидеритовых конкреций, в которых встречаются выделения пирита. В глинах отмечаются ходы илоедов, рыбные остатки встречаются редко. В верхней части свиты развиты плотные темно-серые тонкослоистые глины с редкими ходами илоедов и прослоем шарообразных септариевых конкреций.

К сожалению, для майкопской толщи из-за бедности биоостатков, малочисленности литологических реперов, огромной площади распространения и фациальной изменчивости не существует единой биолитостратиграфической схемы, поэтому корреляция разрезов сопряжена с определенными трудностями. Достаточно однозначно сопоставляются горизонты хадульской свиты. Расположенная выше баталпашинская свита, в которую включают и септариевую свиту схемы К.А. Прокопова, по данным В.Д. Сомова [16], соответствует миатлино-муцидакальской толще схемы Н.С. Шатского. Зеленчукская и караджалгинская свиты приблизительно совпадают со свитой рики, а ольгинская и ритцевская свиты коррелируют с зурамакентской свитой [8, 27].

Описанные разрезы майкопской серии были детально опробованы. Отобранные образцы подвергались микроскопическому, рентгендифрактометрическому и химическому анализам.

Определяющую роль в строении майкопской толщи, и в частности разрезов по р. Сулак, а в особенности по р. Кубань, играют глины (в первом доля песчаных прослоев от общей мощности разреза не превышает 5%, а во втором – 1%), поэтому их минералого-геохимическая характеристика несет основную часть информации об условиях седиментации и палеогеографических особенностях, существовавших в майкопском бассейне. Для установления минерального состава глин по колонке (более или менее равномерно) были отобраны восемь характерных образцов из разреза по р. Кубань и десять – из разреза по р. Сулак. Из этих образцов методом отмучивания была выделена фракция < 0,001 мм, которая изучалась рентгендифрактометрическим методом в лаборатории физических методов исследования ГИН РАН. Выяснилось, что глинистая фракция майкопских отложений рассматриваемых разрезов представлена довольно однообразным комплексом глинистых минералов: смектиты, смешанослойные слюда-смектиты, слюды, гидрослюды, хлориты, каолиниты. Методом Бредли – Бискайя рассчитывались приближенные соотношения этих минералов

Соотношения глинистых минералов во фракции < 0,001

Номер образца	Смектит	Слюда	Хлорит + као- линит	Номер об- разца	Смектит	Слюда	Хлорит + као- линит
р. Кубань				р. Сулак			
158	30	55	15	360	—	85	15
163	20	55	25	374	—	95	5
180	10	70	20*	390	5	75	20
190	10	70	20	397	—	65	35
204	20	55	25	398	5	75	20*
216	35	50	15	414	5	80	15*
222	30	45	25	421	—	70	30
234	35	40	25	444	10	70	20*
Среднее	25	55	20	466	15	50	35*
				474	10	65	25*
				Среднее	5	75	20

Примечание. В колонку смектит включены смешанослойные слюда-смектитовые образования.

*Хлорит в образце не обнаружен.

в образцах. При этом смектиты и слюда-смектитовые образования условно объединены под названием *смектитовый компонент*, а слюды и гидрослюды названы *слюдистым компонентом* (табл. 1). Следует отметить, что результаты этих расчетов из-за своей приближенности, по-видимому, не отражают реальных количественных соотношений глинистых минералов в породе, но все же дают возможность выявлять тенденции в изменении этих соотношений на уровне больше — меньше [22].

Соотношения глинистых минералов в разрезе по р. Кубань близки по всему разрезу. При этом главенствующую роль играет слюдистый компонент, а смектитовый компонент, хлорит и каолинит второстепенны. Лишь в верхней части разреза незначительно увеличивается доля смектитового и соответственно уменьшается доля слюдистого компонента. Следует отметить, что все названные компоненты присутствуют во всех проанализированных образцах.

Распределение глинистых минералов по разрезу р. Сулак более изменчиво. Снизу вверх по колонке происходит увеличение доли смектитового компонента, причем если в нижней части разреза это, как правило, смешанослойный минерал, образующий однослойный комплекс с глицерином, то в верхней части это уже тонкодисперсный неупорядоченный смектит. Характерной особенностью майкопских отложений разреза по р. Сулак является постепенное исчезновение хлорита из состава глинистых минералов снизу вверх по разрезу и незначительное, но отчетливое увеличение доли каолинита.

При сравнении соотношений глинистых минералов в майкопских глинах изученных разрезов достаточно четко выделяются две особенности. Во-первых, содержания суммы хлорита и каолинита в глинах разрезов по рекам Сулак и Кубань близки между собой, составляя в среднем приблизительно 20% от суммы глинистых минералов (см. табл. 1). В то же время если в разрезе по р. Кубань практически во всех образцах присутствуют и хлорит и каолинит, то в разрезе по р. Сулак в образцах, характеризующих верхнюю половину разреза, хлорит не обнаружен, т.е. содержание каолинита снизу вверх по колонке увеличивается. Во-вторых, соотношения смешанослойных и слюдистых компонентов в рассмотренных разрезах отчетливо различаются. В разрезе по р. Кубань доля смешанослойного компонента выше, а доля слюдистого соответственно ниже, чем в

разрезах по р. Сулак. При этом в последнем наблюдается ясная тенденция к увеличению доли смешанослойного компонента снизу вверх по разрезу.

Для выявления геохимических особенностей майкопских отложений изученных разрезов химическим и спектральным анализом определяли содержания Fe, Mn, Ti, P, Cr, V, Ni, Co, Pb, Ga, Ge, Mo, Cu, $C_{орг}$, CO_2 . Все определения проводили в химической лаборатории ГИН РАН. Был проанализирован 61 образец глин и 16 образцов песчаников. По результатам анализов рассчитывали средние арифметические содержания химических элементов по свитам и в целом по разрезу отдельно для глин и песчаников, а также коэффициенты вариации содержания и парные коэффициенты корреляции. Полученные результаты сведены в табл. 2 и 3. Результаты расчетов коэффициентов корреляции для наглядности представлены в графической форме (фигура). На фигуре жирными линиями показаны пять наиболее сильных связей, а тонкими и пунктиром – остальные значимые корреляционные связи соответственно для 1 и 5%-ного уровня значимости.

Проанализировав данные табл. 2, видно, что в глинах разреза по р. Сулак преобладают концентрации Cr, V, Ga, Ge, Ti, а в глинах разреза по р. Кубань – Ni, Cu, Co, Pb, Mo, Fe, P, $C_{орг}$, т.е. происходит разделение химических элементов на две группы. В то же время средние содержания большинства элементов в изучаемых разрезах различаются очень незначительно и возникают сомнения в закономерности выделения этих групп. Однако дальнейшая статистическая обработка цифровых данных подтверждает полученную закономерность.

Во-первых, если для каждого разреза расположить химические элементы в ряды по возрастанию значений коэффициента вариации, то получится следующая картина:

р. Сулак – Ti, V, Ge, Cr, Ga, Co, Pb, Cu, Ni, Fe, P, $C_{орг}$, Mo, Mn, CO_2 ,

р. Кубань – Ge, Ti, Ga, Fe, Pb, Cr, V, Ni, Co, Cu, $C_{орг}$, P, Mo, Mn, CO_2 .

Элементы первой группы (Ti, V, Ge, Cr, Ga) группируются в левой части ряда, т.е. обладают минимальной дисперсией содержаний, а коэффициенты вариации их содержаний не превышают 20%, реже 25%. Элементы второй группы, напротив, сдвигаются в правую часть ряда. При этом среди них отчетливо выделяются две подгруппы. В первую входят Co, Pb, Cu, Ni и Fe. Коэффициенты вариации их содержаний колеблются от 20 до 50%. Вторая подгруппа представлена $C_{орг}$, P, Mn, Mo и CO_2 . Дисперсии их содержаний еще выше, а коэффициенты вариации превышают 50, 100 и даже 200%.

Особенно отчетливо разделение элементов на группы проявлено для разреза по р. Сулак. Здесь пять элементов первой группы занимают первые пять позиций в вариационном ряду, а максимальный коэффициент вариации составляет 19%. При этом минимальный коэффициент вариации для элементов второй группы равен 29%, а граница между ее подгруппами лежит на уровне 70%. В ряду для разреза по р. Кубань разделение на группы менее отчетливо. В первую группу вместе с Ti, Ge, Ga, V и Cr попадают Fe и Pb, и значения коэффициентов вариации немного выше (наибольший составляет 25%). Для элементов второй группы максимальные значения коэффициентов вариации уступают своим сулакским аналогам, а граница между подгруппами второй группы лежит на уровне 50%.

Во-вторых, разделение элементов на группы четко проявилось при построении корреляционных диаграмм (см. фигуру). Нетрудно видеть, что на диаграмме разреза по р. Сулак можно выделить две более или менее обособленные группы химических элементов. В одну из них входят V, Ga, Ti, Ge и Cr, т.е. элементы первой группы. Элементы второй группы разделяются на две подгруппы. В одну из них входят Fe, Co, Ni, Pb, Mn, P и стоящая особняком CO_2 . Другая подгруппа включает $C_{орг}$, Mo и Cu. Для диаграммы разреза по р. Сулак характерно, что каждый из 15 изученных компонентов обладает хотя бы одной

Таблица 2

Средние содержания и коэффициенты вариации химических элементов в майкопских отложениях разрезов Сулака и Кубани

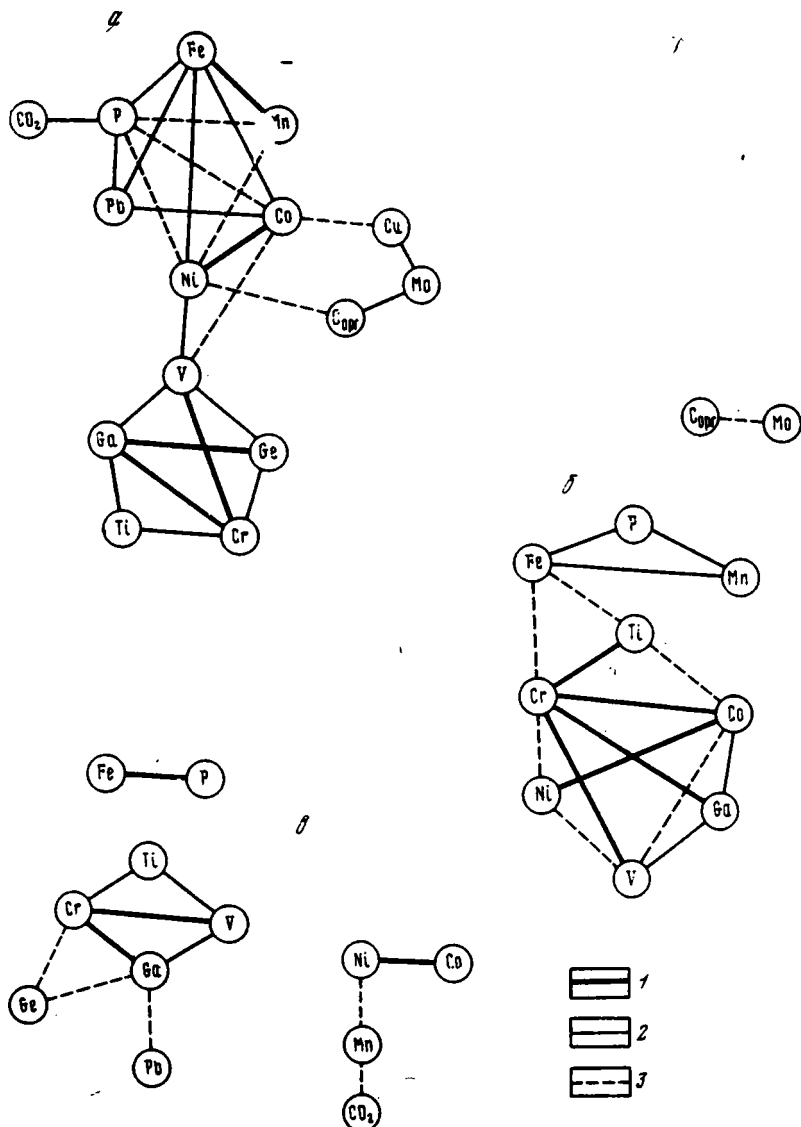
Разрез, тип пород	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CO ₂	Число образ- цов
	10 ⁻⁴ %									%						
Средние содержания																
р. Кубань:																
глины	97	88	170	68	23	21	22	2,2	20,8	4,53	0,05	0,52	0,03	1,24	0,69	26
песчаники	17	13	16	16	5	6	5	1,7	2,7	1,40	0,02	0,12	0,01	0	0	2
р. Сулак:																
глины	101	63	175	66	18	17	25	2,4	19,3	3,45	0,05	0,54	0,03	1,08	1,26	35
песчаники	61	32	69	19	12	11	9	1,6	3,5	2,76	0,07	0,38	0,04	0,46	2,18	14
Коэффициенты вариации																
р. Кубань:																
глины	24	31	25	43	38	23	16	10	83	22	85	14	71	50	199	
р. Сулак:																
глины	18	48	17	47	29	41	19	17	125	50	158	15	70	80	375	
песчаники	28	69	30	15	70	39	24	29	102	75	168	22	67	101	204	

Таблица 3

Средние содержания химических элементов по свитам майкопской серии

Свиты	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo	Fe	Mn	Ti	P	C _{орг}	CO ₂
	10 ⁻⁴ %									%					
р. Сулак															
Хадумская	49	35	119	58	17	14	11	1,9	42	3,63	0,06	0,32	0,07	1,76	20,57
Хадумская*	92	103	223	109	32	26	21	3,4	79	6,81	0,11	0,60	0,13	3,30	—
Мизатлинская	109	42	189	44	15	13	28	2,7	34	2,65	0,02	0,58	0,02	1,12	0,06
Нижнеглинистая	102	55	157	71	17	22	26	2,5	10	3,73	0,05	0,61	0,03	0,58	0,07
Муцидакальская	106	51	165	49	19	20	24	2,3	10	4,13	0,07	0,61	0,03	0,46	0,15
Рики	97	65	187	78	19	15	25	2,3	32	2,52	0,03	0,53	0,02	1,38	0,21
Зурамакентская	112	60	193	72	20	16	26	2,6	3	4,04	0,11	0,50	0,03	1,49	0,04
р. Кубань															
Хадумская	82	81	178	70	17	19	19	2,2	19	4,47	0,05	0,45	0,03	2,17	3,67
Баталпашинская	86	76	163	75	22	23	22	2,3	41	4,17	0,05	0,47	0,03	1,36	0,46
Караджалгинская	94	95	151	81	22	24	23	2,2	17	4,38	0,04	0,54	0,02	0,86	0
Ольгинская	126	116	195	49	36	21	21	2,2	2	5,74	0,10	0,61	0,07	0,42	0,40
Ритцевская	132	90	196	55	31	15	25	2,0	2	5,37	0,09	0,64	0,06	0,69	0

*В пересчете на бескарбонатное вещество.



Корреляционные диаграммы глин разрезов по р. Сулак (а), р. Кубань (б) и песчаников разреза по р. Сулак (е)

1 — пять наиболее сильных корреляционных связей; 2 — значимые корреляционные связи при 1%-ном уровне значимости; 3 — значимые корреляционные связи при 5%-ном уровне значимости

значимой корреляционной связью не только для 5%-ного, но и для 1%-ного уровня значимости. Показательно также, что если при 5%-ном уровне значимости выделенные группы и подгруппы имеют между собой корреляционные связи, то при повышении порога значимости до 1% эти связи исчезают и происходит полное обособление групп.

Корреляционная диаграмма разреза по р. Кубань довольно значительно отличается от вышеописанной. Прежде всего бросается в глаза то, что значительная часть компонентов второй группы (Cu, Pb, CO₂) вообще не обладает значимыми (даже для 5%-ного уровня) корреляционными связями, а также то, что отсутст-

вует четкое разделение элементов на выделенные ранее группы. В то же время можно видеть, что особняком от остальных элементов стоят $C_{орг}$ и Mo, а при повышении порога значимости до 1% остальные элементы разделяются на две группы. Основу одной из них составляют элементы первой группы (V, Ga, Cr, Ti) а другая включает Fe, Mn и P.

Кроме рассмотрения статистических закономерностей поведения химических элементов в майкопских глинах в целом проводились расчеты средних содержаний химических элементов по свитам.

В результате этих расчетов получилась чрезвычайно прихотливая картина изменения концентраций химических элементов снизу вверх по колонке (см. табл. 3). В глинах разреза по р. Сулак для большинства элементов отсутствует сколько-нибудь заметная тенденция в изменении содержаний снизу вверх по колонке. Можно лишь указать на незначительный, но устойчивый рост концентраций Ni, Co и в меньшей степени – Cu, а также небольшое снижение содержаний Ti. Как будет показано ниже, резкое увеличение содержаний марганца и еще более резкое увеличение концентраций молибдена в верхней части майкопа (в зурамакентской свите) неслучайно. Нельзя не отметить и фиксируемые в хадумской свите относительно низкие концентрации элементов первой группы. Причина снижения их содержаний – разбавляющее воздействие карбонатов, которыми обогащены хадумские глины. Действительно, при пересчете на бескарбонатное вещество (см. табл. 3) содержания элементов первой группы становятся близкими по всему разрезу. Однако после этого пересчета в хадумской свите появляются аномально высокие концентрации некоторых элементов второй группы.

В разрезе по р. Кубань несомненное и достаточно отчетливое увеличение концентраций в двух верхних свитах обнаруживают Fe, Mn, Ti, P, Cr, V в меньшей степени – Co и Ni.

В то же время для этих свит характерны минимальные значения $C_{орг}$, Mo и Cu.

Для количественной оценки степени сходства или различия в изменении содержаний одноименных химических элементов в колонках разрезов Сулака и Кубани было выделено по 11 более или менее уверенно сопоставимых между собой интервалов. В них были рассчитаны средние содержания химических элементов, а затем парные коэффициенты корреляции. В результате значимые корреляции между содержаниями одноименных химических элементов в разных разрезах были выявлены для Fe, Mn, Cr и Ga. При увеличении уровня значимости до 1% значимая корреляция сохраняется лишь для Fe и Mn. К сожалению, сопоставление разрезов на уровне интервалов в значительной степени условно и может исказить полученные геохимические результаты, но в целом достаточно очевидно, что поведение большинства химических элементов в колонках разрезов по рекам Сулак и Кубань различно.

В песчаниках средние содержания практически всех компонентов выше (и часто значительно выше) в колонке разреза по р. Сулак (см. табл. 2). В связи с тем что в разрезе по р. Кубань песчаных прослоев крайне мало (только небольшой интервал в зеленчукской свите) было проанализировано только два образца песчаников и соответственно статистические расчеты для этого разреза не проводились. Для разреза по р. Сулак были построены корреляционная диаграмма (см. фигуру) и ряд по возрастанию коэффициентов вариации: Cu, Ti, Ga, Cr, Ge, V, Pb, P, Ni, Co, Fe, $C_{орг}$, Mo, Mn, CO_2 .

Если не считать необычного положения в ряду меди, то для песчаников, как и для глин, характерно довольно четкое разделение элементов на первую группу, для которой коэффициенты вариации содержаний химических элементов не превышают 30%, и вторую, которая в свою очередь образует две подгруп-

пы: Pb, P, Ni, Co, Fe с коэффициентами вариации до 75% и Co_{org} , Mo, Mn, CO_2 с коэффициентами вариации более 100%. На корреляционной диаграмме происходит лишь обособление первой группы элементов. Компоненты второй группы обнаруживают только единичные корреляционные связи или не обладают ими вовсе.

Приведенная выше литологическая и минералого-геохимическая характеристики изученных разрезов Центрального (р. Кубань) и Восточного (р. Сулак) Предкавказья обнаруживают целый ряд существенных различий. Попытаемся проанализировать эти особенности и показать причины их возникновения. Несомненно, что выявленные различия могли быть следствием как седиментационных, так и постседиментационных процессов, причем достаточно очевидно, что для олигоцен-миоценовой майкопской толщи, отложения которой подвергались лишь воздействию диагенеза и начального катагенеза, седиментационная стадия играла определяющую роль.

Своеобразие в распределении глинистых минералов в майкопских отложениях прежде всего было связано с пространственным положением изученных разрезов по отношению к основным источникам питания. Особенно отчетливо это отразилось на поведении хлорита и каолинита, имевших в основном аллотигенное происхождение [23]. Как было показано нами ранее, мощным поставщиком хлорита в третичные палеобассейны служило Малкинское железорудное месторождение и окружающая его область широкого развития хлоритоносных пород в центральной части Кавказского острова, а также эродлируемые юрские отложения Кавказа. Основным источником каолинита для майкопской толщи была Русская платформа. В олигоценовое время в ее южной части в условиях теплого влажного климата и относительного тектонического покоя шла пeneпленизация рельефа и формировались каолиновые коры выветривания.

Учитывая специфику соотношений хлорита и каолинита в осадочном материале, поступающем с Кавказа и Русской платформы, можно заключить, что постоянное присутствие хлоритовой составляющей в глинах разреза по р. Кубань, расположенного в Центральном Предкавказье, отражает существенное влияние на осадконакопление материала, поступавшего с Кавказского острова. Меньшая распространенность хлорита в глинах разреза по р. Сулак и полное его исчезновение в верхней части колонки наряду с незначительным, но устойчивым возрастанием доли каолинита снизу вверх по разрезу, по-видимому, с одной стороны, свидетельствуют об уменьшении доли кавказского материала в седиментогенезе, а с другой – являются отражением прогрессирующего развития каолиновых кор выветривания на платформе. Принимая во внимание определяющую роль сноса с Русской платформы [17] для осадконакопления в майкопском бассейне в целом и учитывая приведенные закономерности распределения хлорита и каолинита в колонках разрезов Сулака и Кубани, можно предположить, что в Восточном Предкавказье (в отличие от Центрального) действовал мощный источник (по-видимому, крупная река), поставлявший платформенный материал в палеоморе.

Рассмотрение соотношений смектитового и слюдистого компонентов в глинах изученных разрезов позволяет выделить две особенности. Во-первых, глины разреза по р. Кубань относительно обогащены смектитовым и обеднены гидрослюдистым компонентом. Во-вторых, в верхней части разреза по р. Сулак (отложения зурамакентской свиты) наблюдаются отчетливое увеличение содержания смектитового компонента с 0–5 до 10–15% и соответственное уменьшение доли слюдистого компонента с 70–90 до 50–70% (см. табл. 1). Если первая особенность может быть следствием различий в источниках и объемах поступавшего в Центральное и Восточное Предкавказье материала, то за возникновение

второй, по-видимому, ответственны главным образом постседиментационные преобразования глинистых минералов, а именно процессы гидрослюдизации.

Как показал анализ, проведенный В.Н. Холодовым [21, 22], глубина зоны гидрослюдизации может изменяться в достаточно широких пределах (примерно от 1200 до 3700 м) в зависимости от фациально-минерального состава исходных глинистых отложений, температурного градиента, геобарического графика региона. В разрезе по р. Сулак уровень, на котором давление и температура достигали величин достаточных для осуществления катагенетических преобразований глинистых минералов, и в частности массового преобразования смектитового компонента в гидрослюда и слюду, располагался на глубине 3700 м, вблизи границы зурамакентской свиты и свиты рики. В пределах Ставропольского свода уровень массовой гидрослюдизации глинистых отложений фиксируется в меловой толще [2], т.е. майкопские отложения по р. Кубань этого уровня не достигали.

Таким образом, выявленные соотношения глинистых минералов в значительной мере являются следствием явного преобладания доли платформенного материала в разрезе по р. Сулак, а также отражают результат процессов гидрослюдизации, преобразовавших глины нижней части этого разреза и не затронувших майкопскую толщу разреза по р. Кубань.

Процессы катагенетической гидрослюдизации и дегидратации мощной толщи майкопских глин разреза по р. Сулак позволяют объяснить также формирование своеобразных песчаных текстур, наблюдаемых в средней части сулакского разреза. Это песчаные глыбы, линзы, дайки, секущие слоистость [26]. Изучение подобных образований в майкопских и среднемиоценовых отложениях позволило В.Н. Холодову [21, 22] обосновать их формирование как результат внедрения отжимающейся под большим давлением дегидратационной воды в песчаный пласт, возникновения пловуна и взрывного впрыскивания песчаной пульпы во вмещающие глины по ослабленным зонам, вследствие чего песчаный прослой приобретал глыбовый, дайковый характер или превращался в своеобразный «горизонт с включениями» [21].

Сходный деформированный песчаный прослой можно наблюдать также в зеленчукской свите разреза по р. Кубань. Однако майкопские отложения этого разреза не погружались на достаточные для массового катагенетического высвобождения воды глубины, а значит, насыщение песчаного горизонта водой и его последующие деформации происходили еще на седиментационной стадии в нелитифицированном осадке. В пользу этого вывода свидетельствует и тот факт, что песчаники зеленчукской свиты представляют собой часть конуса выноса реки, стекавшей с Кавказского острова. Высокие скорости седиментации, переслаивание песка и ила и относительно высокие углы начального уклона дна, характерные для отложений конусов выноса, способствовали, согласно Ф. Петтиджону и др. [13], деформациям в разжиженном песчаном пласте и возникновению сходных с описанными секущих слоистость текстур.

Попытаемся проанализировать выявленные геохимические различия двух рассмотренных разрезов майкопской толщи. Нет сомнений, что они возникли (как и различия в наборе и соотношениях глинистых минералов), с одной стороны, как результат своеобразия обстановок седиментации, а с другой – как следствие разных по интенсивности постседиментационных преобразований. В глинах разреза по р. Сулак отчетливо (хотя и не очень резко) преобладают элементы первой группы, а в колонке Кубани несколько выше содержания элементов второй группы. Разделение химических элементов на эти группы не случайно. Изучение поведения химических элементов в поверхностном слое современных осадков Черного моря позволило Н.М. Страхову и др. [19] выде-

лить три группы элементов. Первая из них включает Ti, Zr, Ge, Cr, V, или геохимически слабоподвижные химические элементы, для которых характерна миграция главным образом в виде взвесей. В бассейне эти элементы накапливаются по его периферии, т.е. вблизи источников сноса. Вторая группа включает Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Mo, W, As, Se, P, CaCO₃. Это геохимически более подвижные компоненты. При транспортировке для них характерны растворенная и коллоидная формы, а накапливаются они в основном в пелагических частях бассейна. К третьей группе отнесены Pb и Zn, элементы, сходные по своему поведению со второй группой, но на площади бассейна распределенные очень прихотливо. Выделенные нами в майкопских отложениях две группы химических элементов удивительно точно совпадают с группами, выделенными Н.М. Страховым и др. [19]. Иными словами, разделение химических элементов на группы геохимически слабо и более подвижных возникало еще при транспортировке осадочного материала. Обособление групп усиливалось в конечном водоеме стока. Геохимически слабоподвижные элементы, тяготеющие к алевроитовой и грубопелитовой фракциям взеси [23], из-за механического фракционирования взвесей в бассейне накапливались в относительной близости к источнику терригенного материала, а геохимически более подвижные распространялись на значительном удалении от него.

Отсюда следует, что более высокие содержания геохимически слабоподвижных химических элементов в глинах разреза по р. Сулак свидетельствуют о его большей близости к источнику сноса зрелого терригенного материала по сравнению с разрезом по р. Кубань. Так как оба разреза располагались вблизи Кавказского острова и величины сноса с него были близки, то более высокие содержания элементов первой группы отражают главным образом влияние Русской платформы. В пользу этого свидетельствует и более высокая степень дифференциации осадочного материала в разрезе по р. Сулак, фиксируемая по более четкому обособлению геохимически слабоподвижных компонентов на корреляционной диаграмме и в ряду по возрастанию коэффициентов вариации, рассчитанных для этого разреза по сравнению с аналогичными диаграммой и рядом для разреза по р. Кубань. На юге Русской платформы в олигоцене в условиях теплого влажного климата и пассивной тектоники мобилизованный в процессе выветривания (с преобладанием химического над физическим) терригенный материал на пути в конечный водоем стока, по-видимому, неоднократно переотлагался. К концу своего пути это был зрелый, уже в достаточной мере отдифференцированный по степени подвижности материал, который в майкопском палеобассейне подвергался окончательному фракционированию. Путь терригенного вещества кавказского происхождения к расположенным вблизи Кавказского острова разрезам Сулака и Кубани был очень короток, что затрудняло разделение химических элементов по степени подвижности.

Таким образом, выявленные геохимические особенности глин разрезов по рекам Сулак и Кубань свидетельствуют о преобладании платформенного материала в осадочной толще первого по сравнению со вторым и о большей близости разреза по р. Сулак к источнику вещества с Русской плиты, т.е. отражают результаты деятельности крупной платформенной реки, определявшей процессы седиментации в Восточном Предкавказье и оказывавшей значительное влияние на майкопский бассейн в целом.

Представляют интерес и более низкие значения коэффициентов вариации содержаний элементов первой группы в сулакском разрезе по сравнению с кубанским. На первый взгляд в более удаленном от источника платформенного вещества разрезе по р. Кубань дисперсия содержаний элементов первой группы за счет более длительного механического фракционирования должна быть ниже. Однако в данном случае увеличение коэффициентов вариации возникало

из-за влияния другого, а именно кавказского источника материала. Иными словами, соотношения вариаций содержаний элементов первой группы в рассматриваемых разрезах указывают на большую долю платформенного материала в разрезе по р. Сулак.

Явное преобладание платформенного материала в глинах разреза по р. Сулак и заметное влияние на осадконакопление в районе разреза по р. Кубань Кавказского острова отразились и на корреляционных диаграммах (см. фигуру). В первом случае все химические элементы и, что особенно показательно, все элементы первой группы обладают хотя бы одной корреляционной связью как для 5, так и для 1%-ного уровня значимости, т.е. наблюдается большое сходство в изменении содержаний химических элементов по колонке. Для элементов первой группы, связанных со взвесью главным образом грубопелитовой и алевроитовой размерностей, подобное сходство говорит о наличии одного основного источника сноса. Сходство в колебаниях концентраций элементов второй группы возникало в значительной мере на постседиментационной стадии и отражало интенсивность диа- и катагенетических процессов. Во втором случае наличие корреляций наблюдается далеко не для всех компонентов. Наиболее показателен тот факт, что хотя элементы первой группы и сохраняют сходные с диаграммой Сулака корреляционные соотношения, связи между элементами ослабевают, а в группу внедряются такие элементы, как Co и Ni. Достаточно очевидно, что в разрезе р. Кубань относительное увеличение доли материала с Кавказского острова и смешение его с платформенным материалом привели к ослаблению корреляционных связей между элементами первой группы. Слабость связей между элементами второй группы, с одной стороны, отражает увеличение доли кавказского материала в осадке, а с другой — меньшую, чем в сулакском разрезе, степень постседиментационных преобразований.

Вывод о существенных различиях в соотношениях платформенного и кавказского материалов в глинистых толщах Сулака и Кубани подтверждается и практическим отсутствием корреляции между распределениями содержаний одноименных элементов по колонкам. Достоверные корреляции наблюдаются лишь для Fe и Mn и в меньшей степени для Cr и Ga. Если бы поставка осадочного материала в Восточное и Центральное Предкавказье шла из одного источника, то должны были возникнуть корреляции между изменениями содержаний каждого элемента по колонкам. Отсутствие таких корреляций свидетельствует о наличии двух неравноценных источников осадочного материала. При этом общее преобладание платформенного материала в формировании майкопской толщи отразилось в наличии корреляций между Cr и Ga, элементами первой группы, отражающими влияние платформы. Как показано ниже, сходство в поведении Mn в колонках обоих разрезов было обусловлено изменениями газового режима наддонных вод.

В изменении содержаний химических элементов снизу вверх по колонке разреза по р. Сулак отсутствуют сколько-нибудь заметные закономерности, т.е., по-видимому, поступление материала шло более или менее равномерно. В разрезе по р. Кубань в двух верхних свитах (ольгинской и ритцевской) заметно увеличиваются содержания Ti, Cr, V, Fe, Mn и P и одновременно падают концентрации S_{org} , Cu и Mo.

Увеличение содержаний Ti, Cr, V и в некоторой степени Fe в глинах ольгинской и ритцевской свит обусловлено возрастанием доли грубопелитовой и алевроитовой фракций в осадке. Причиной увеличения этой доли могло быть усиление терригенного сноса либо с платформы, либо с острова. Однако активизация сноса с Кавказского острова наблюдалась ранее, в среднем майкопе, когда накопились песчаные отложения разрезов Кубани, Лабы и целого ряда рек Западного Предкавказья. Значит, в позднем майкопе в район р. Кубань

увеличились поставки терригенного вещества с платформы. Так как в верхней части майкопа разреза по р. Сулак повышения содержаний элементов не наблюдается, источником этого вещества, по-видимому, была река, устье которой располагалось в Центральном Предкавказье. В пользу этого вывода свидетельствуют данные о палео-Доне, выносившем в самом начале среднего миоцена значительные массы терригенного вещества в район Ставропольского свода [11].

Следует подчеркнуть и неслучайность резкого увеличения содержаний марганца и не менее резкого уменьшения концентраций молибдена в верхней части майкопа. Как было отмечено выше, многие исследователи указывают на наличие сероводородного заражения в водах майкопского бассейна. Появление его фиксируется в верхней части хадумской свиты [4], а максимального развития оно достигает в позднем олигоцене и раннем миоцене [10, 15]. Некоторые исследователи [10] предполагают существование сероводородного заражения вплоть до тарханского времени. Особые условия осадконакопления, возникающие в связи с сероводородным заражением наддонных вод, накладывают отпечаток на геохимические особенности накапливающихся отложений. Нами было показано, что наиболее контрастно работающим геохимическим показателем сероводородного заражения в бассейне (коэффициентом стагнации) является отношение содержаний Mo и Mn [24]. Сероводородное заражение наддонных вод способствует осаждению из раствора и поступлению в осадок молибдена и накоплению в растворе марганца. Напротив, в случае хорошей аэрации водной толщи создаются условия для осаждения марганца и сохранения в растворе молибдена. Следовательно, смена газового режима в бассейне приводит к резкому изменению концентраций Mo и Mn в осадке. На большом фактическом материале нами было эмпирически установлено, что величина отношения в первые тысячные доли единицы свидетельствует о кислородных условиях седиментации, а величина, превышающая сотую долю, позволяет с определенной уверенностью судить о наличии сероводородного заражения в бассейне. В табл. 4 приведены значения коэффициента стагнации по свитам майкопской серии. Резкий перепад значений коэффициента стагнации, свидетельствующий о смене сероводородного заражения на хорошо аэрируемые воды, в разрезе по р. Кубань на границе караджалгинской и ольгинской свит. Сходную ситуацию можно видеть и в разрезе по р. Сулак. Здесь коэффициент стагнации изменяется также довольно резко на границе свиты рики и зурамакентской свиты. Об отсутствии сероводородного заражения в позднем майкопе свидетельствуют и обнаруженные в отложениях зурамакентской (р. Сулак), ольгинской и ритцевской (р. Кубань) свит остатки ходов илоедов и редкие находки гастропод и мшанок в верхнемайкопской толще Кубани. Следует особо подчеркнуть, что смена сероводородных условий на кислородные, фиксируемая по значениям коэффициента стагнации, располагается в обоих разрезах, на одном стратиграфическом уровне, т.е., по-видимому, анаэробные условия осадконакопления почти одновременно сменились на аэробные на значительной (Восточное и Центральное Предкавказье) площади.

Итак, разделение химических элементов на группы закладывалось на стадии седиментации. В то же время более четкому обособлению групп элементов по степени их подвижности способствовали постседиментационные преобразования, в результате которых происходило перераспределение главным образом геохимически более подвижных элементов. При этом диагенетическое карбонатобразование способствовало возникновению связей между P , Mn , Fe и CO_2 , а сульфидообразование вело к тесным корреляциям между Cu , Ni , Co , Pb , Mo [23].

Диагенетические процессы затронули майкопские отложения обоих разрезов. Однако обособление элементов второй группы проявилось отчетливее на корреляционной диаграмме и в вариационном ряду разреза по р. Сулак. Причиной

Величины коэффициента стагнации (M_0/M_n) по свитам разрезов майкопской серии по рекам Кубань и Сулак

Свита	Коэффициент стагнации	Свита	Коэффициент стагнации
р. Кубань		р. Сулак	
Хадумская	0,038	Хадумская	0,070
Баталпашинская	0,082	Миатлинская	0,170
Зеленчукская	0,085	Нижнеглинистая	0,020
Караджалгинская	0,036	Муцидакальская	0,014
Ольгинская	0,002	Рики	0,106
Ритцевская	0,003	Зурамакентская	0,003

этого, очевидно, являются процессы катагенетический гидрослюзидизации и дегидратации глин, в результате которых происходило выделение и отжимание значительных масс активного флюида, приводившее к перераспределению и усилению связей между элементами второй группы, а значит, к обособлению элементов второй группы и ее подгрупп.

Геохимия песчаных отложений майкопа менее информативна. Концентрации почти всех химических элементов в песчаниках разреза по р. Сулак несколько выше, чем в песчаниках разреза по р. Кубань. Главным источником песчаного материала и в том и в другом случае несомненно служил Кавказский остров. Об этом свидетельствуют и пространственное расположение песчаных фаций вблизи Кавказского острова и слабая окатанность песчаного материала, наблюдаемая под микроскопом, и данные терригенной минералогии [6]. Впрочем, для разреза по р. Сулак не исключено некоторое влияние материала с Русской платформы. Данные М.С. Бурштара и Ю.Н. Швембергера [3] свидетельствуют о том, что грубый терригенный материал с Русской платформы заносился очень далеко к югу. Песчаники зеленчукской свиты разреза по р. Кубань представляют собой остатки конуса выноса палеореки, стекавшей с Кавказского острова. Об этом свидетельствуют выклинивание песчаной пачки к северу, ее малая мощность и изолированность. Так как содержания элементов как первой, так и второй групп в песчаной фракции заметно ниже, чем в алевроитовой и глинистой, относительно повышенные концентрации химических элементов первой группы в песчаных отложениях разреза по р. Сулак могут, с одной стороны, отражать влияние алевроитового материала с Русской платформы, а с другой — указывать на лучшую сортировку и вынос алевроглинистых фракций из аллювиальных песков разреза по р. Кубань. В то же время более высокие концентрации элементов второй группы могут быть следствием процесса дегидратации, который сопровождался отжатием флюидной фазы и перераспределением ряда химических элементов из глинистой толщи Сулака в песчаные пласты-коллекторы.

* * *

Итак, рассмотрение соотношений глинистых минералов и особенностей распределения химических элементов в отложениях майкопской серии в характерных разрезах Центрального и Восточного Предкавказья позволяет утверждать, что основные минералого-геохимические характеристики майкопских пород закладывались на стадии седиментации и главную роль в поставках осадочного материала в майкопский бассейн играла Русская платформа. Вывод этот не оригинален и приводится в работе А.С. Столярова [17]. Роль платформы как основного поставщика осадочного материала нашла свое отражение и в

балансовых подсчетах Е.Е. Милановского, проведенных для неотектонической стадии (поздний сармат – антропоген) [9], и расчетах, сделанных В.Н. Холодовым и Р.И. Недумовым для среднего миоцена [23]. Эти расчеты показали, что доля кавказского материала в формировании осадочной толщи миоцена при самых благоприятных условиях не превышала 20%. В майкопское время площадь Кавказского острова была меньше, а рельеф ниже, чем на более поздних временных разрезах, т.е. доля кавказского материала в формирующейся майкопской толще была еще ниже, чем в миоцене, и заведомо не превышала 20%, составляя, по-видимому, 10%, максимум 15%. Естественно, что доля кавказского материала в южной прилегающей к острову зоне бассейна была несколько выше. Однако прежде всего это касается осадков песчаной и алевритовой размерностей. Глинистый материал в силу своей большей подвижности разносился по всему бассейну, что обеспечивало преобладание платформенного вещества даже вблизи Кавказского острова.

При общем преобладании в майкопской седиментации платформенного материала влияние Русской платформы значительно сильнее ощущается в Восточном Предкавказье (р. Сулак). Об этом свидетельствует несколько соображений. Во-первых, мощности восточной части майкопской толщи заметно превышают мощности майкопа в Центральном и Западном Предкавказье [5], что отражает поступление платформенного материала главным образом в пределы восточной части палеоморя. Во-вторых, преобладание каолинита над хлоритом в восточном разрезе и рост его содержания снизу вверх по колонке отражают процесс активного поступления глинистого материала с платформы, где происходил размыв каолиновых кор выветривания. Увеличение доли хлорита в глинах разреза по р. Кубань указывает на повышение роли кавказского материала в процессе осадконакопления в Центральном Предкавказье. В-третьих, четкое обособление в вариационном ряду и на корреляционной диаграмме, а также несколько повышенные концентрации группы геохимически слабоподвижных химических элементов в разрезе по р. Сулак дают возможность говорить о его большей близости к источнику хорошо дифференцированного, т.е. платформенного материала.

Основными агентами, поставляющими осадочный материал в бассейн седиментации, являлись речной сток, абразия берегов и эоловый принос. Объем терригенного материала, поступавшего в палеоморе посредством эолового приноса в условиях теплого влажного климата, господствовавшего в течение значительной части майкопского времени, в прибрежных районах был очень невелик, а доля его в общем поступлении осадочного материала пренебрежимо мала, так как даже при значительно более благоприятных условиях (примером чего является современное Азовское море) доля эолового приноса не превышает 10% [25]. Процессы абразии берегов проявляются более или менее равномерно по всему периметру водоема. Доля абразионного материала в осадконакоплении при условии отсутствия крупномасштабных трансгрессивно-регрессивных движений также очень незначительна.

Таким образом, анализ минералого-геохимических особенностей майкопских отложений характерных разрезов Восточного и Центрального Предкавказья позволяет сделать вывод о том, что они закладывались главным образом на стадии седиментации и определялись в основном поставками материала с Русской платформы и его последующим механическим фракционированием в майкопском палеобассейне. Источник преобладающей части терригенного материала, поступавшего с платформы, находился в районе северного сегмента современного Каспийского моря и представлял собой устье крупной платформенной реки, по своим масштабам сравнимой с современными Волгой и Доном. В позднем майкопе влияние терригенного материала с платформы усилилось в

Центральном Предкавказье, оставаясь неизменным в Восточном, что позволяет предположить появление устья платформенной реки в северном Ставрополье. Постседиментационные преобразования майкопской толщи также оказывали значительное влияние на минералого-геохимические особенности отложений. В большей мере они проявились в разрезе по р. Сулак, где процессы катагенетической гидрослюдизации глин, с одной стороны, привели к изменению соотношений глинистых минералов, а с другой – обусловили значительное перераспределение более геохимически подвижных химических элементов. В разрезе по р. Кубань, где в полной мере проявились лишь процессы диагенеза, перераспределение химических элементов проявилось значительно слабее, а состав и соотношения глинистых минералов, по-видимому, целиком определялись седиментационными процессами.

Список литературы

1. *Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.; Л.: Изд-во Совнефтьпром, 1927. 183 с.
2. *Архипов А.Я., Файер М.М.* Катагенетическая дегидратация глинистых пород и их физические свойства // Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Киев: Наук. думка, 1974. С. 36–44.
3. *Бурштар М.С., Шеємбергєр Ю.Н.* Отложения майкопской серии Восточного Предкавказья – возможный резерв открытия новых месторождений нефти и газа // Тр. ВНИГНИ. 1970. Вып. 100. С. 98–100.
4. *Воронина А.А., Попов С.В.* Основные этапы развития Восточного Предкавказья в олигоцене – раннем миоцене // Историческая геология: итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 263–270.
5. Геология СССР. Северный Кавказ. Т. IX. М.: Недра, 1968. 425 с.
6. *Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 375 с.
7. *Данильченко П.Г.* Костистые рыбы майкопских отложений Кавказа // Тр. ПИН АН СССР. 1960. Т. LXXVIII. 208 с.
8. Майкопские отложения и их возрастные аналоги на Украине и в Средней Азии. Киев: Наук. думка, 1964. 302 с.
9. *Милановский Е.Б.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
10. *Неевская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др.* История Паратетиса // Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
11. *Недумов Р.И.* Особенности седиментации в среднемиоценовом бассейне Предкавказья в связи с деятельностью палео-Дона // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 6. С. 69–77.
12. Нефтематеринские свиты Западного Предкавказья, основные закономерности их формирования и перспективы нефтегазоносности // Тр. ВНИГНИ. 1966. Вып. 55. 296 с.
13. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
14. *Прокопов К.А.* Очерк геологических образований по р. Кубани между Сулимовым и Красногорской // Тр. геол. службы Грознефти. 1937. Вып. 8. С. 29–62.
15. *Расцветаев Л.М., Шерба И.Г.* Геостратиграфические комплексы как основа расчленения и корреляции кайнозойских отложений юга СССР // Историческая геология: итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 32–69.
16. *Сомов В.Д.* Оligоценовые отложения Северного Кавказа и их аналоги в сопредельных провинциях СССР // Сов. геология. 1969. № 8. С. 134–139.
17. *Столяров А.С.* Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64–80.
18. *Столяров А.С., Ивлева Е.И.* О необычайной разновидности ископаемых металлоносных залежей костного детрита рыб в майкопских отложениях // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 52–65.
19. *Страхов Н.М., Белова И.В., Глаголева М.А. и др.* Распределение и формы нахождения элементов в поверхностном слое современных черноморских отложений // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 2. С. 3–30.
20. *Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

21. Холодов В.Н. Песчаный диапиризм — новая сторона катагенетических процессов. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 52—63.
22. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 152 с.
23. Холодов В.Н., Недумов Р.И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 205 с.
24. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74—82.
25. Хрусталева Ю.П. Некоторые закономерности современного осадконакопления во внутриконтинентальных морях юга СССР // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 84—91.
26. Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миятлы и Дылым (Северный Дагестан) // Тр. Гос. науч.-исслед. нефт. ин-та. 1929. Вып. 4. 284 с.
27. Эберзин А.Г. Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР // Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграфич. шкалы третичн. отложений Крымско-Кавказской обл. Баку, 1959. С. 41—47.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
19.V.1993

УДК 550.4:552.124.4:551.734(476)

© 1993 Махнач А.А., Гулис Л.Ф.

ЖЕЛВАКОВЫЕ КРЕМНИ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕВОНА И МЕЛА БЕЛАРУСИ. СООБЩЕНИЕ 3. ГЕНЕЗИС

В статье обоснована схема образования и преобразования кремневых желваков из девонских и меловых карбонатных отложений Беларуси. Показано, что источником кремнезема для формирования желваков был скелетный материал кремневых организмов. Процесс кремнеобразования представлял собой сочетание цементации, оттеснения, захвата и замещения карбонатного осадка кремнеземом, а также вызревания кремнезема по линии опал-А → опал-СТ → кварц. Рассмотрены изменения кремней в зоне инфильтрационных вод. Освещаются различия в характере кремнеобразования в девонских и меловых отложениях.

В предыдущих сообщениях [9, 10] охарактеризованы стратиграфическая позиция, распространение, условия залегания, петрографические, палеонтологические, минералогические и геохимические особенности желваковых кремней в карбонатных отложениях верхнего девона и верхнего мела Беларуси. Цель настоящей работы – изложение представлений об условиях и механизме образования и преобразования кремней.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КРЕМНЕЙ С ВМЕЩАЮЩИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ И СТАЦИОНАЛЬНО-ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ КРЕМНЕОБРАЗОВАНИЯ

Желваковые кремни в меловых разрезах Беларуси залегают в виде субгоризонтальных рядов, приуроченных к плоскостям напластования (отдельности). Данную особенность локализации кремней детально рассмотрел В.И. Муравьев [11] на примере многих меловых разрезов Восточно-Европейской платформы. Учтя, кроме того, данные по Западной Европе, Кипру и Израилю, он справедливо придал описанной локализационной особенности кремнеобразования универсальное значение для толщ писчего мела.

Однако следует заметить, что расположение желваковых кремней горизонтальными рядами и приуроченность этих рядов к плоскостям напластования свойственна также отложениям и другого литологического состава и возраста. Это явление установлено нами для девонских доломитов Беларуси; оно отмечено также в альбских биокластических известняках Верхнего Гринсэнда Южной Англии, нижнекаменноугольной формации Рамп-Крик южной Индианы [31], мшанково-обломочных известняках нижнего турона Польши [34], во многих докембрийских карбонатных разрезах [3].

Природа поверхностей напластования, по-видимому, связана с периодическими изменениями условий осадконакопления. Вероятнее всего, эти поверхности отмечают паузы в седиментации, сопровождавшиеся некоторой литификацией осадка, о чем свидетельствует нередко наблюдаемая в мелах ассоциация маломощных твердых горизонтов (хардграундов) [2], "раковинных мостовых" и многочисленных ходов илоедов с обсуждаемыми границами.

В кремнях Беларуси многочисленны биогенные остатки и следы жизнедеятельности фауны. Девонские желваки содержат остатки гастропод, бивальвий, наутилоидей, брахиопод, седентарий, строматопороидей, кораллов, остракод, водорослей, ихниты. Все фоссилии замещены кремнеземом. Для расшифровки условий кремнеобразования важно наблюдение А.М. Цытленка [9], установившего, что в девонских кремнях содержится комплекс исключительно карликовой фауны. Этот исследователь склонен связывать такой ее характер с быстрым созреванием форм (педаморфозом). Однако, по-видимому, нельзя исключить и то, что гидрогеохимическая среда, обусловившая кремнеобразование, угнетающе действовала на рост организмов.

В кремнях меловых отложений обнаружены ихниты, остатки фораминифер, иглокожих, иноцерамов, мшанок, предположительно радиолярий и кремневых губок. Здесь в отличие от девонских кремней карбонатные раковины часто не замещены кремнеземом. Важно, что встречаются остатки кремневых организмов, полностью или частично замещенные карбонатом.

Как в меловых, так и в девонских кремнях к остаткам фауны нередко приурочены сульфиды, частично или полностью окисленные в зоне метеогенных вод.

Обилие палеонтологических остатков в белорусских кремнях – явление неслучайное и весьма существенное для выработки модели конкреционного кремнеобразования. Многие исследователи [1, 3, 32] сообщают о наличии в кремневых желваках большого количества фаунистических остатков и о приуроченности кремней к участкам концентрации фоссилий и ходов илоедов.

Изучение текстур кремней из девонских и меловых отложений Беларуси показывает, что желваковое кремнеобразование в целом можно определить как постседиментационное явление, представляющее собой комбинацию двух процессов: а) замещения кремнеземом карбонатной матрицы и б) роста желваковых тел путем цементации и расталкивания (оттеснения) субстрата. Доказательством существования первого процесса и одновременно постседиментационной природы кремней служит нахождение в них замещенных кремнеземом карбонатных фоссилий, ходов илоедов и текстур растворения под давлением форменных элементов карбонатного осадка. Свидетельством реальности второго процесса являются отсутствие реакционных контактов кремней с карбонатным субстратом, наличие в кремнях (главным образом в меловых) рассеянного карбонатного материала и значительного количества незамещенных карбонатных фоссилий, существенная часть которых сконцентрирована на поверхности желваков, а также сама желваковая (округлая) форма кремней как результат стремления к наиболее энергетически выгодной организации вещества, типичной для "классических" концентраций, образованных путем роста от центра к периферии с расталкиванием мягкого осадка.

Полученные фактические данные указывают на то, что роль процесса замещения при образовании девонских желваков была большей, а цементации-расталкивания – меньшей, чем при формировании меловых кремней. Важно также отметить, что, говоря о кремнеобразовании путем замещения, мы имеем в виду два варианта этого процесса [22]. Речь идет о "немедленном", т.е. метасоматическом, и "отсроченном" замещении. Следы процесса второго типа, представляющего собой по существу цементацию, что наблюдаются в кремнях в виде выполнений пустот растворения фаунистических остатков кремнеземом, более крупнокристаллическим, чем слагающий матрицу кремний.

Помимо уже указанных признаков постседиментационной природы изученных нами кремней следует назвать захват желваками сульфидных выделений, в том числе явно диагенетических конкреций, нахождение в кремнях остатков организмов с кремневой функцией, успевших к моменту кремнеобразования

заместиться карбонатом, а также следы раннедиагенетических цемента образ- тания остатков иглокожих. Кроме того, важно подчеркнуть, что установлен фашиально-палеогеографический контроль распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и концентраций бора в кремнях меловых и девонских отложений Беларуси. Это свидетельствует об унаследованности гидрогеохимической средой кремнеоб- разования состава водной массы седиментационных бассейнов, а значит, о диа- генетической принадлежности процесса.

Наши выводы о стадияльно-литогенетической приуроченности желвакового кремнеобразования, полученные в результате изучения белорусских кремней, в целом согласуются с данными по другим регионам. Суммируя многочислен- ные литературные сведения [2, 6; 13, 18, 22, 31], можно заключить: а) процесс обособления желваков кремня начинается не раньше диагенеза (примечатель- но, что в современных карбонатных осадках океанов кремни не обнаружены), б) возможны различные соотношения времени силицификации и хорошо изучен- ных диагенетических реакций с участием карбонатов (выпадения ранних цемента, межзернового уплотнения, трансформации арагонита и высокомагне- зияльного кальцита).

Что касается наших представлений о комбинированном способе образования желваков, то подавляющее большинство исследователей этого вопроса [1, 2, 17, 21, 23, 29, 38] акцентируют внимание только на процессе метасоматического замещения. Лишь Р. Хесс [22], Р. Малива и Р. Сивер [32] допускают, кроме того, существенную роль цементации.

ИСТОЧНИК КРЕМНЕЗЕМА

Вышеизложенное показывает, что желваковые кремни Беларуси формиро- вались в геохимической обстановке иловых вод, тесно связанной с условиями осадконакопления и, судя по низкому уровню концентраций Ag, Pb, Cu и других химических элементов в кремнях, вне прямого влияния эндогенного вещества. Хотя концентрация кремнезема в морской воде диатомового (домелового) этапа геологической истории могла быть выше, чем в современ- ном океане, большинство исследователей [4, 15, 18] полагает, что растворы древ- них, по крайней мере фонерозойских, морей были не насыщены по кремнезему и перевод этого соединения в осадок осуществлялся биогенным путем. Таким образом, концентрирование кремнезема в иловой воде происходило преимущ- ественно в результате постседиментационного растворения скелетов кремне- вых губок, радиолярий, а в меловое время и фрустул диатомей. Здесь возника- ют два существенных вопроса: а) насколько значительно мог обогащаться крем- неземом поровый раствор в результате этого процесса и б) есть ли доказательст- ва существования баланса между массами скелетного и желвакового кремнезе- ма.

По данным Л. Бернара [20], изучившего большое число образцов глубоковод- ных отложений Тихого и Атлантического океанов, концентрация SiO_2 в водах радиоляриевых и диатомовых илов составляет в среднем около 45 мг/л, что пре- вышает предел растворимости кристобалита (20–30 мг/л) [39]. М.А. Левитан [6] полагает, что осаждение кремнезема из иловых растворов современных океа- нов начинается при его содержании свыше 96–107 мг/л, т.е. достаточно близко к равновесной концентрации аморфного SiO_2 (60–130 мг/л) [39]. Однако важно заметить, что суждение о концентрации SiO_2 в иловых водах древних морей, которая могла быть ощутимо выше, трудно составить по данным о содержании кремнезема в поровых растворах осадков современного океана. Известно [24], что многие представители флоры и фауны (водоросли, иглокожие и др.) проду- циируют фенолы, способствующие образованию кремнийхелатных соединений типа дифенольных комплексов с катехолом, в результате чего растворимость

SiO_2 увеличивается в 700 раз. Между тем внимание исследователей современного океана сосредоточено, главным образом, на глубоководных зонах, в которых организмы – продуценты веществ, способных образовывать кремнийхелатные соединения, не могут существовать в силу экологических причин. В то же время среди современных мелководно-морских обстановок карбонатаккумуляции, благоприятных для обитания этих организмов, нет, как подчеркнул П. Кнаус [29], зон, изобилующих кремневой биотой.

Здесь мы подходим ко второму вопросу, поставленному нами в связи с обсуждением биогенного источника SiO_2 для образования кремней, – о соотношении масс кремней и органического кремнезема в древних карбонатных осадках. Хотя в верхнедевонских кремнях Беларуси признаки кремневых организмов нами не обнаружены, в отложениях, вмещающих кремни, на Главном девонском поле, в том числе на территории Беларуси, присутствуют следы, иногда многочисленные, выщелоченных спикул губок [14]. Что же касается верхнемеловых отложений Беларуси, то помимо установленных нами предположительно остатков губок и радиолярий в кремневых желваках сообщается о наличии спикул во вмещающих меловых и мергельно-меловых породах, остатков, губок, радиолярий, силикофлагеллат и диатомей (20%) в верхнеконьяковских трепелах и опоках, замещающих на востоке республики отложения писчего мела, а также о присутствии прослоев радиоляритов и спонголитов позднемелового возраста в смежных с Беларусью районах России [5, 12]. Заметим, кроме того, что остатки губок, радиолярий и диатомей вообще характерны для толщ писчего мела [19, 22].

Таким образом, можно заключить, что кремневые организмы в девонском и меловом бассейнах Беларуси, где накапливались кремневмещающие отложения, существовали. Однако так ли значительны были ресурсы биогенного кремнезема, чтобы обеспечить формирование наблюдаемого количества желваков? Подобный вопрос неоднократно поднимался для других регионов в связи с тем, что почти во всех карбонатных толщах, как и в изученных нами, нет положительной корреляции между этими величинами. Выявляются две причины такого несоответствия: во-первых, неполнота палеонтологических исследований, из-за чего, как продемонстрировал С.И. Шуменко с соавторами [19], остатки кремневых организмов обнаруживаются там, где считается, что их нет, а во-вторых (и это главное), интенсивное постседиментационное растворение кремневых скелетов, приводящее в сочетании с уплотнением осадка к полному исчезновению следов организмов [6, 18, 31, 36].

В результате складывается парадоксальная ситуация: не обилие или наличие остатков кремневой биоты указывает на природу кремней, а присутствие кремней свидетельствует об обитании кремневых организмов в бассейне осадконакопления. Часто единственным оказывается лишь косвенный признак связи кремнеобразования с биогенным источником – приуроченность кремней к определенным седиментационным обстановкам, благоприятным для обитания организмов с кремневой функцией. Но что это за обстановки? Что, например, общего между фацией карбонатной платформы (мелкого шельфа), где накапливались верхнедевонские карбонатные образования с обилием бентосной фауны, биогермами и биостромами, и эпиконтинентальной пелагической фацией писчего мела? Ответ на этот вопрос дают Р. Малива и Р. Сивер [31], которые, проанализировав многочисленные данные о распространении желваков кремня, заключили, что фациальные обстановки седиментации вмещающих карбонатов могут быть разными, но, тем не менее, кремни тяготеют к подприливному известнякам, накопившимся ниже волнового базиса и отсутствуют или редки в над- и межприливных и высокоэнергетических известняках и доломитах.

Интересно оценить, какое количество органического кремнезема могло быть

захоронено в карбонатных осадках. Если возьмем типичные для меловой толщи Беларуси мощность желвакового горизонта (10 см) и его удаленность от соседних кремневых слоев (50 см), а также допустим, что мобилизация SiO_2 для формирования данного горизонта осуществлялась сверху и снизу из зоны осадка с мощностью, равной удвоенной половине промежутков между кремневыми слоями, и введем поправку на 1,5-кратное сокращение мощности мела при уплотнении [2], то получим, что исходный осадок должен был на 10% состоять из скелетного кремнезема.

Ритмичное залегание кремневых горизонтов в карбонатных разрезах связано с периодическими всплесками жизнедеятельности организмов с кремневой функцией. В предыдущем сообщении [10] мы показали, что распределение $\delta^{18}\text{O}$ и концентраций бора в девонских и меловых кремнях Беларуси отражает глобальные седиментологические события. Следовательно, надо полагать, что причины периодичности расцвета кремневой биоты носят нерегиональный характер. Этот вывод согласуется с заключением А.П. Лисицына [7] о связи кремнезема как в настоящее время, так и в прошлом с динамическим резервуаром Мирового океана, воды которого содержат кремнезем разного происхождения. С учетом этого причинами повышения концентрации SiO_2 в воде и как следствие – расцвета жизнедеятельности кремневых организмов в девонском и меловом бассейнах на территории Беларуси могли быть события в весьма удаленных регионах. К таким событиям можно отнести усиление выноса SiO_2 с континентальным стоком [16], вулканизм и гидротермальную деятельность [8, 11], формирование зон апвеллинга [13].

Оценка вклада этих факторов в повышение концентрации водорастворенного кремнезема – предмет отдельного рассмотрения. Здесь мы хотим лишь обратить внимание на близкую стратиграфическую позицию кремневмещающих семилукских отложений Главного девонского поля (в том числе Беларуси) и сильно окремненных пород доманикового (руджинского) горизонта Урало-Поволжья. Не является ли кремнеобразование в девонской толще Беларуси следствием привноса кремнезема морскими течениями из бассейнов, располагавшихся на востоке Восточно-Европейской платформы, где обогащенность доманиковых отложений кремнеземом связана с вулканическим процессом [8, 16].

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ

Один из существенных вопросов генезиса кремней – в каком виде осаждаются кремнезем из иловых растворов при формировании желваков. Очень многие кремни с возрастом древнее позднего мела исключительно кварцевые. Таковы, например, кремни из карбонатных отложений Верхнего Гринсэнда (K_1) и известняка Портланд (I_2) Южной Англии, толщи Рамп-Крик, известняка Онондага (D_2) и формации Гельдерберг (D_1) США [31]; таковы и изученные нами верхнедевонские кремни Беларуси. Вместе с тем первичный осадок аутигенного SiO_2 в глубоководно-морских илах представлен обычно опалом-СТ [41], и среди океанических кремней нет чисто кварцевых образцов моложе 40 млн лет, в них всегда присутствует опал-СТ [37]. Более того, в пределах континентального сектора кварцевые кремни допозднемелового возраста нередко содержат замещенные кварцем леписферы и каемочные цементы из опала-СТ [31], а в позднемеловых и палеоценовых кремнях, например в Причерноморском регионе [17, 19] и Беларуси, фиксируется примесь тридимита и кристобалита. Таким образом, является, что при образовании кремней фаза опала-СТ предшествовала кварцевой.

Но был ли опал-СТ первой выпадающей фазой? Ряд исследователей [6, 11]

полагают, что исходной формой были гелевые массы, т.е. аморфный SiO_2 . Действительно, в последовательности диагенеза кремнезема океанических осадков фазы аморфного скелетного материала (опал-А) и первая кристаллическая – опал-СТ – разделены фазой опал-А, представляющей собой вторичный небиогенный аморфный кремнезем, осаждение которого начинается сразу же после захоронения скелетного материала [39]. Однако имеются предварительные свидетельства того, что некоторая часть опал-А, сложена мельчайшими кристаллами опал-СТ. Таким образом, выявляется существенная неопределенность в вопросе о том, какая же фаза выпадает: аморфная или кристаллическая. Это связано с постепенностью перехода одной в другую и размытостью границ между ними: из теории коллоидных систем известно, что ядро элементарной коллоидной частицы (мицеллы) состоит из диспергированного вещества и представляет собой микрокристалл или агрегат многих микрокристаллов. Поэтому одни исследователи диагенеза кремнезема [40] допускают возможность выпадения как аморфных фаз SiO_2 (в системах без примесей и при $\text{pH} > 7$), так и опал-СТ, в результате флокуляции полимеров с открытой структурой (в системах с примесными катионами и $\text{pH} < 7$), а другие [32] предполагают осаждение пленки аморфного SiO_2 на органическом слое карбонатных раковин и дальнейшую перекристаллизацию этой гелевой фазы в опал-СТ.

Резюмируя сказанное, резонно полагать, что на разных участках кремнеобразования исходный кремнезем в зависимости от параметров илового раствора (концентрация SiO_2 , соленость и т.д.) мог выпадать как в форме быстро раскристаллизовавшейся гелевой фазы, так и в виде опал-СТ. Дальнейшая история кремнезема связана с образованием кварца, причем наряду с наиболее характерным процессом опал-СТ $\rightarrow$ кварц допускаются возможность перехода опал-А $\rightarrow$ кварц [39] и прямое замещение кварцем карбонатной матрицы [30].

Мы подошли к вопросу о том, как же конкретно происходит образование кремней, какие геохимические механизмы управляют миграцией и выпадением кремнезема в осадке. В рамках модели, предполагающей формирование насыщенных по SiO_2 вод в связи с растворением скелетного материала, существует несколько схем, затрагивающих названные аспекты проблемы и нацеленных главным образом на объяснение условий замещения карбонатного субстрата кремнеземом.

Р. Сивер [38] подчеркнул, что в результате окисления органического вещества (ОВ) повышается парциальное давление CO_2 в поровых водах, а, следовательно, падает pH растворов, что может приводить к увеличению растворимости карбонатов, уменьшению SiO_2 и замещению кремнеземом карбонатного субстрата. Допускается также, что на участках скопления органического материала возможно осаждение комплексных кремнийорганических соединений, что создает концентрационный градиент и вызывает диффузию растворенного SiO_2 в эти участки. Подтверждением реальности такой модели служит не только обилие фосфоритов в кремнях, но и признаки зарождения кристаллов микрокварца на органических слоях раковин брахиопод и пелеципод в древних шельфовых отложениях [23].

Поскольку по мере погружения осадка окислителями органического материала выступают различные вещества (сначала свободный кислород, затем оксиды марганца, нитраты, оксиды железа и сульфаты), данная модель предусматривает два варианта. Х. Холдэви и К. Клэйтон [23] отдают главную роль в окислении ОВ свободному кислороду, полагая, что другие процессы окисления сопровождаются неблагоприятным для окремнения осаждением карбонатов, и принимая во внимание, что некоторое количество кремнезема выпадает раньше пирита. Д. Нобле и Д. Ван Стемпуорт [36], напротив, считают, сульфатредукцию главной реакцией, способствующей окремнению. Их основные аргументы

таковы: а) во многих случаях свободный кислород исчерпывается в самой верхней зоне осадка; б) пиритообразование синхронно с осаждением SiO_2 или развивается раньше; в) имеются экспериментальные подтверждения того, что бактериальная сульфатредукция способствует осаждению SiO_2 .

Схема кремнеобразования, связанного с окислением сероводорода, первоначально была обоснована К. Клэйтоном [21] на примере своеобразных структурных форм кремня в толще писчего мела позднемелового возраста (Англия). Эти структурные формы, описанные еще в начале прошлого века под названием *парамаудра*, представляют собой субцилиндрические кремневые желваки с меловыми ядрами, содержащими в центральных частях пиритизированные ходы илоедов. Детальное изучение такого рода структур позволило К. Клэйтону установить особенности взаимосвязи процессов пиритизации, карбонатной цементации и кремнеобразования на локальных участках биотурбации; впоследствии на этой основе была создана общая модель образования желваков кремня в меловых толщах, которая вкратце сводится к следующему. В зоне бактериальной сульфатредукции происходит незначительная генерация сероводорода (в связи дефицитом железа), часть которого связывается в виде пирита или марказита, а большая доля мигрирует к границе окислительной и восстановительной зон осадка. На этой границе происходит окисление сероводорода, которое сопровождается снижением pH, что обеспечивает разнонаправленное изменение растворимости карбонатов и кремнезема, приводящее к метасоматическому образованию кремней.

Взяв за прототип известную модель доломитизации "Dorag", Л. Кнаус [29] предложил схему образования желваковых кремней в береговых зонах смешения морских и метеогенных вод, где могут формироваться растворы, не насыщенные по кальциту и арагониту и насыщенные (в связи с выщелачиванием биогенного SiO_2 метеогенными водами из карбонатных отложений) по опалу-СТ и кварцу. Данные представления подкреплены результатами изотопного анализа кремней из разновозрастных отложений фанерозоя, свидетельствующими о существенном вкладе метеогенного компонента в состав кремнеобразующих растворов.

Р. Малива и Р. Сивер [32] обратили внимание на то, что вокруг кремневых желваков отсутствуют признаки коррозии карбонатных зерен, которые могли бы свидетельствовать о ненасыщенности растворов по карбонатам. А поскольку кремнеобразование, по мнению указанных исследователей, состоит в существенной мере в замещении кремнеземом карбонатного субстрата, был сделан вывод, что процесс роста кремневого желвака сам по себе провоцирует увеличение растворимости карбоната. Предполагается, что рост кристаллов SiO_2 из насыщенных или перенасыщенных растворов обеспечивает увеличение давления в тонкой пленке раствора на контакте кремнезем – карбонат, приводящее к повышению растворимости последнего. В результате раствор оказывается не насыщенным по карбонату только в зоне контакта. В этом процессе волюметрические скорости растворения карбоната и кристаллизации SiO_2 равны и за пределами фронта замещения карбонатная матрица может не нести никаких следов растворения. Возникает вопрос, как идет этот процесс в слаболифитизированных отложениях, почему не происходит релаксации давления кристаллизации SiO_2 в результате отжимания карбонатного субстрата. Р. Малива и Р. Сивер снимают данный вопрос путем учета замеченного в глубоководных обстановках океана обстоятельства, что ранние генерации SiO_2 выпадают впереди фронта метасоматического окремнения в виде цемента [41], как бы создавая относительно жесткий каркас, внутри которого впоследствии развивается замещение по предложенному механизму. Таким образом, рост кремней включает одновременное замещение карбоната под действием силы кристаллизации внутри

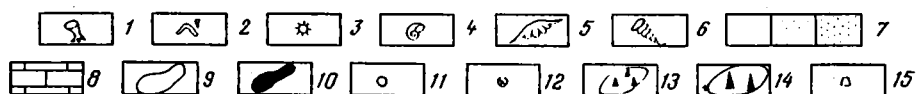
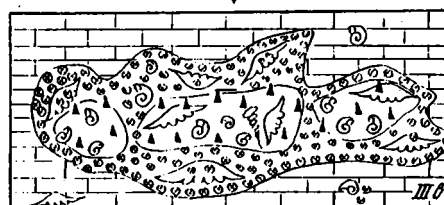
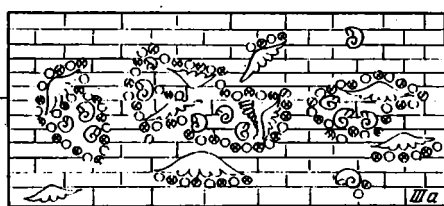
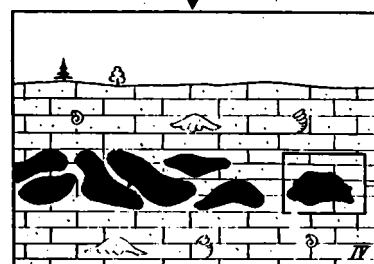
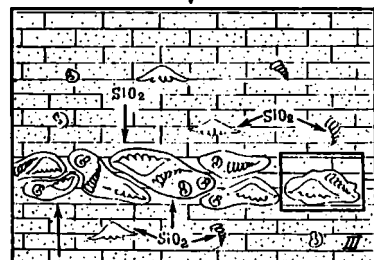
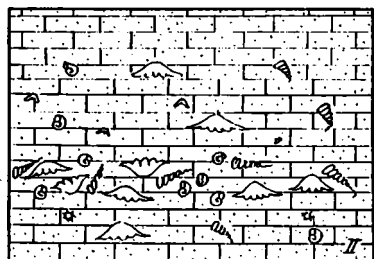
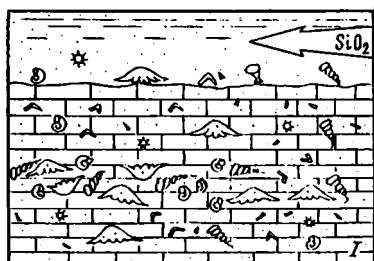
желвака, изоминеральное зарождение кристаллов SiO_2 на концентрически мигрирующей внешней кайме и интерстициальную цементацию карбонатной матрицы на некотором удалении от желвака. Первоначальное зарождение кремневых желваков Р. Малива и Р. Сивер связывают с осаждением SiO_2 на ОВ в результате полимеризации.

В нашу задачу не входит детальный критический анализ приведенных генетических схем, однако важно применить данные варианты к изученным нами особенностям кремнеобразования в двух конкретных бассейнах Беларуси. Характерная ассоциация с диагенетическими сульфидными выделениями показывает, что процесс формирования кремней в девонских и меловых отложениях протекал в зоне сульфатредукции, т.е. там, где ресурсы свободного кислорода были исчерпаны. Поэтому схема, связанная с окислением ОВ кислородом, в нашем случае неприемлема. Установление приуроченности кремнеобразования к восстановительной зоне осадка ставит под серьезные сомнения и реальность варианта осаждения SiO_2 на окислительно-восстановительных границах; в этом случае пришлось бы предположить либо подъем толщи восстановленного осадка, либо опускание редокс-границы при формировании каждого кремневого горизонта, что с учетом геологического строения разрезов мало вероятно. Кроме того, существенное снижение pH при окислении H_2S должно было вызвать сильную коррозию карбонатных зерен субстрата на протяжении всей окислительно-восстановительной границы, чего не наблюдается. Повсеместное растворение карбонатных отложений вокруг кремневых желваков должно было бы иметь место и в случае приемлемости схемы кремнеобразования, связанной с процессом смешения морских и метеогенных вод. Данный вариант, предназначенный для объяснения процесса образования кремней в береговых обстановках, также слабо согласуется с удивительной стратиграфической выдержанностью желваковых горизонтов, которые, например, в среднефранских отложениях тянутся от г. Витебска на сотни километров в западном направлении. Кроме того, схема смешения морских и атмосферных вод не объясняет ассоциацию кремней с фоссилиями и сульфидами. Поэтому замещение карбонатной матрицы кремнеземом, по-видимому, осуществляется под действием процессов, связанных с бактериальным окислением ОВ сульфатом поровых вод (сульфатредукция) и развитием давления на контакте кремнезем-карбонат под действием кристаллизационной силы.

Общая схема формирования желваков кремня в карбонатных отложениях Беларуси представляется следующим образом (фигура).

Схема образования и преобразования желваков кремня в карбонатных отложениях

I — морские течения приносят SiO_2 , наступает расцвет кремневых организмов; *II* — повышается концентрация SiO_2 в иловой воде в связи с растворением кремневых скелетов; *III* — падение pH вокруг раковин в зоне сульфатредукции приводит к отложению SiO_2 , снижению здесь его концентрации в растворе и диффузии SiO_2 к этим участкам из окружающего осадка; *IIIa* — идет формирование скелета желвака в результате цементации осадка опалом-А и опалом-СТ; *IIIб* — с периферии продолжается наращивание скелета желвака, а внутри происходит замещение карбонатного субстрата кремнеземом и вызревание последнего; *IIIв* — наращивание скелета прекращается, идет преобразование внутренних частей: произошло полное замещение субстрата и превращение опала-А в опал-СТ, кварцевые зоны расширились; *IIIг* — происходит дальнейшее вызревание: опала-СТ уже нет, ядра сложены кварцем большей степени кристалличности, чем окружающие участки; *IV* — желваковый горизонт выведен в зону действия атмосферных вод; *IVa* — сформировалась корка из маршаллитизированного кварца. 1 — кремневые губки; 2 — их спикюлы; 3 — радиолярии; 4 — гастроподы; 5 — брахиоподы; 6 — фораминиферы; 7 — концентрация водорастворенного SiO_2 , возрастающая слева направо; 8 — карбонатный субстрат; 9 — контур формирующегося желвака кремня; 10 — полностью сформированный желвак; 11 — опал-А; 12 — опал-СТ; ядерные зоны, сложенные кварцем: 13–14 — степень кристалличности (13 — меньшая, 14 — большая); 15 — маршаллитизированный кварц



В периодически повторявшиеся отрезки франского века и позднемеловой эпохи в связи с геологическими событиями, которые могли иметь место в регионах, весьма удаленных от данной территории, в ее пределах происходили сильные изменения в гидрографической (главным образом гидрохимической) обстановке моря, приводившие к расцвету жизнедеятельности кремневых организмов. Изменение экологии франского моря в соответствующие отрезки времени зафиксировано появлением карликовых форм фауны с карбонатной функцией.

Отдельные пачки карбонатного осадка оказывались обогащенными остатками кремневой биоты, диагенетическое растворение которых сильно обогащало иловые воды кремнеземом. Иловые растворы содержали как мономерный SiO_2 , так и олигомеры и более крупные полимеры, т.е. представляли собой суспензии и золи [40].

Обогащенные водорастворенным кремнеземом пачки осадка, как правило, содержали сконцентрированные вблизи плоскостей напластования остатки "карбонатной фауны" и ихниты.

Перемещение описанной системы осадка в область сульфатредукции приводило к активному окислению сульфатом не разложившихся в зоне свободного кислорода мягких тканей захороненных организмов, что обеспечивало генерацию CO_2 и H_2S и как следствие – значительное падение pH. Это способствовало, с одной стороны, выпадению в осадок кремнезема, в частности посредством дестабилизации кремнейхелатных соединений [25], а с другой – увеличению растворимости карбонатов. Таким образом, центрами зарождения кремней были фоссилии (гастроподы, иглокожие, фораминиферы, иноцерамы и т.д.) и ходы илоедов, а горизонты скопления органических остатков – местами будущих желваковых горизонтов.

Исходные фазы кремнезема, зарождавшиеся вокруг фоссилий, отлагались в виде межзерновых цементов, как расталкивая, так и захватывая в растущие скульптуры карбонатный субстрат. В результате непосредственного осаждения опала-СТ и его образования из раскристаллизовавшегося аморфного кремнезема, заполнявшего поровое пространство, формировался жесткий каркас из опала-СТ, наращивавшийся с периферии и включавший в себя большое количество фрагментов карбонатной матрицы. На реальность образования подобного скелета будущего кремневого желвака указывают отсутствие реакционных контактов кремней и вмещающих карбонатов, уже упоминавшиеся наблюдения над современными глубоководными осадками, показавшие образование цемента из леписфер опала-СТ [41], а также данные по некоторым континентальным разрезам, где отпечатки спикул в зонах окремнения оказываются защищенными от уплотнения, тогда как в ассоциирующих зонах раздавлены даже раковины наутилоидей [25].

Параллельно с наращиванием скелета желвака внутри каркаса шли два одновременных процесса: а) замещение кремнеземом карбонатного субстрата под действием кристаллизационного давления, развивавшегося на контактах выпадающих кристаллов SiO_2 и карбонатных зерен и б) созревание (перекристаллизация) кремнезема изнутри к периферии желваков. Процесс замещения включал в себя как немедленную, так и отсроченную свои разновидности, что выразилось в формировании, с одной стороны, псевдоморфных, а с другой – цементационных текстур. Карбонатная матрица могла подвергаться замещению как опалом-СТ, так и кварцем [30]. Возможность и интенсивность метасоматического замещения под действием кристаллизационной силы определялись не только наличием жесткого цементационного каркаса, но и степенью литификации отложений. Отражением этого стало гораздо более яркое проявление метасома-

тоза в кремнях из быстроконсолидированных шельфовых доломитов девона, нежели из слаболитифицированных пелагических меловых отложений.

Процесс созревания кремнезема подчинялся правилу Оствальда, связывающему растворимость и морфологию кристаллических фаз [30, 39], и заключался в перекристаллизации кремнезема в направлении от опала-А через опал-СТ (или прямо) к кварцу со все возрастающей степенью кристалличности. В результате в меловых кремнях количество опала-СТ было низведено до незначительной примеси, и сформировались ядра вызревания, сложенные кварцем с индексом кристалличности (ИК), равным 0,6, в отличие от окружающих участков, представленных кварцем с ИК – 0,4, а девонские кремни оказались полностью лишенными опала-СТ, и ИК слагающего их кварца составил 4,3. Любопытно, что ИК кварца меловых кремней Беларуси такой же, как для флинтов из неглубоко залегающих меловых отложений Англии [35], в то время как кристалличность кварца, свойственная девонским кремням, достигается в меловых отложениях лишь при их погружении на глубины 1500–3000 м в Центральном грабене Северного моря [26]. Впрочем, не исключено, что данные соотношения не являются результатом компенсации термобарических условий геологическим возрастом, как принято считать. Вполне вероятно, что исходная фаза кремнезема при образовании девонских и меловых кремней была разной: для первых – существенно кристобалит-тридимитовой благодаря повышенной магнезиальности субстрата (доломиты) [27], а для вторых – аморфной, что подтверждается примесью опала-А в кремнях и наличием на их поверхности большого числа раковин, растрескавшихся в результате старения (усадки) геля.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ В ЗОНЕ АТМОГЕННЫХ ВОД

На всех образцах девонских кремней Беларуси имеется белая землисто-мучнистая сильнопористая разной толщины корка, сложенная маршаллитизированным кварцем. Среди меловых кремней наряду с желваками без корок встречаются случаи преобразования поверхности, которые по интенсивности развития процесса могут быть выстроены в следующий ряд: более светлые, чем основная масса кремня, часто сливающиеся между собой концентрические круги → голубовато-серые и более фарфороподобные корки → белые землисто-мучнистые корки.

О наличии корок на кремнях сообщается и другими исследователями [2, 17, 19, 31]. При этом обращается внимание на обогащенность корок остатками фауны, присутствие тридимита и кристобалита, нередко в виде леписфер, а также карбоната.

Некоторые исследователи [11, 30, 31] считают корки продуктом образования кремней – реакционными зонами, в пределах которых происходили процессы ассимиляции, цементации и замещения карбонатного субстрата. Мы не отрицаем возможности подобного объяснения природы внешних порцелланитовых каемок на желваковых кремнях из глубоководных отложений современного океана [41]. Однако корки на кремнях девонских и меловых отложений Беларуси, давно (во франкское и неогеновое время соответственно) выведенных из зоны диагенеза в инфильтрационную гидродинамическую зону, по нашему мнению, являются продуктом агрессивного воздействия на кремни пресных атмогенных растворов.

Хотя достаточно очевидно то, что растворение карбонатов должно, в связи с подщелачиванием воды, стимулировать растворение кремнезема, нами был поставлен простой, подтверждающий это, опыт в комнатных условиях (аналитик И.Р. Трацевская). Использовались дробленый кремень, порошок кальцита и бидистиллят. Концентрация H_4SiO_4 в растворе для системы кремень – вода (1:5) оказалась через неделю после начала эксперимента равной 3,02, через 1,5 мес –

4,93, через 5 мес – 23,70 мг/л, для системы "кремнезём – кальцит – вода" (1:0,1:5) – 11,24; 13,80 и 31,52 мг/л соответственно. Минералого-петрографические исследования ясно показывают, что корки – результат маршаллитизации (разрушения) кварца, сопровождающейся снижением значений его ИК и выносом кремнезёма. Повышенная по сравнению с внутренними частями кремней концентрация опала-СТ и, возможно, опала-А в корках связана не с молодостью этих зон относительно внутренних участков, как полагают Р. Малива и Р. Сивер [30], а с деградационной трансформацией кварцевой фазы под действием слабощелочных вод, растворяющих кремневмещающие карбонатные породы, что подтверждается результатами анализа многократных содовых вытяжек из кремней, моделирующих природный процесс.

Нами установлена зависимость степени маршаллитизации кварца, слагающего корки, от условий залегания кремней в современном гидрогеологическом разрезе: в зоне аэрации желвакам свойственны землисто-мучнистые корки, состоящие из сильномаршаллитизированного кварца, в зоне водонасыщения – плотные фарфороподобные корки, представленные менее изменённым кварцем.

В ряде регионов отчетливо установлена связь разрушения кремней с воздействием пресных вод. Так, на кремневых гальках в эоценовых и неогеновых флювиальных конгломератах Западного Техаса имеется белая оболочка, которая образовалась при экстенсивном выветривании [33]. А в зонах перерывов в осадконакоплении позднемиоценовой толщи окремнённых известняков Иордании установлено превращение тёмного кварцевого кремня в светлую трепеловидную породу через ряд промежуточных высокопористых пеноподобных разностей кремня, в которых, что характерно, присутствует кристобалитовая фаза [28]. Последний пример показывает, что агрессивное воздействие инфильтрационных вод может не только приводить к разрушению периферийной части желваков, но и преобразовывать их полностью. Подобное явление, хотя и менее ярко выраженное, установлено и нами для девонских кремней Беларуси, нанопетрографическая картина которых почти такая же, как корок.

* * *

1. Желваковые кремни девонских и меловых карбонатных отложений Беларуси – продукт мобилизации кремнезёма из иловых растворов, обогащённых этим соединением в результате растворения скелетов кремневых организмов.

2. Окисление ОВ захороненных остатков карбонатной фауны в зоне сульфатредукции обеспечивало возникновение геохимических условий, благоприятных для осаждения кремнезёма и растворения карбонатного субстрата. Концентрирование фоссилий (зародышей кремнеобразования) вблизи поверхностей напластования доломита и писчего мела, предопределило формирование желваковых горизонтов. Сам процесс желвакообразования представлял собой сочетание, с одной стороны, цементации, оттеснения и захвата, а с другой – замещения карбонатного осадка кремнезёмом.

3. Отложение в поровом пространстве исходного кремнезёма в форме быстро раскристаллизовавшегося геля и опала-СТ сопровождалось расталкиванием частиц осадка и формированием жесткого скелета желвака, в который были включены фрагменты субстрата.

4. В ходе наращивания скелета желвака с периферии и после прекращения этого процесса во внутренней части желвака осуществлялось замещение опалом-СТ и кварцем фрагментов карбонатного осадка под действием кристаллизационного давления на контакте "кремнезём – карбонат" и вызревание кремнезёма изнутри к периферии по линии опал-А → опал-СТ → кварц. При формировании кремней в слаболитифицированных отложениях писчего мела роль

процесса цементации – расталкивания субстрата была большей, а замещения – меньшей, чем при кремнеобразовании в быстро литифицировавшихся шельфовых девонских карбонатах.

3. Вывод кремневмещающих отложений в инфильтрационную гидродинамическую зону обусловил агрессивное воздействие на кремни подщелоченных в результате растворения карбонатов атмосферных вод, сводившееся к маршаллитизации кварца кремней, которая особенно ярко проявилась в образовании внешних корок.

Список литературы

1. Бушинский Г.И. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе (постановка вопроса) // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 4. С. 116–120.
2. Бушинский Г.И., Шуменко С.И. Песчаный мел и его происхождение // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 37–54.
3. Головенко В.К. Отбор кремней из докембрийских карбонатных пород для изучения древних микрофоссилий: Методические рекомендации. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 26 с.
4. Каледа Г.А. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке – Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 43–59.
5. Копысов Ю.Г. Мелгелно-меловые породы востока Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1968. 204 с.
6. Левитан М.А. Некоторые особенности постседиментационных преобразований океанских отложений (по данным глубоководного бурения) // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 3–18.
7. Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 165–178.
8. Максимова С.В. Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов // БМОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53 (6). С. 152–161.
9. Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 1. // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 49–63.
10. Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 2. // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 2. С. 78–87.
11. Мурзеев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций // Тр. ГИН. 1983. Вып. 360. 207 с.
12. Петрушко Б.Я. Основные модификации кремнезема в силицитах БССР и смежных районов // Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976. С. 176–186.
13. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 128 с.
14. Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.
15. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР // Тр. ГИН. 1971. Вып. 228. 622 с.
16. Тихомиров В.И., Лосицкая И.Ф. Накопление аутигенного кремнезема в среднефранко-турнейской карбонатной толще востока Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 2. С. 69–81.
17. Шехоткин В.В. Кремнистые конкреции верхнемеловых и палеоценовых отложений Крыма // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 2. С. 126–129.
18. Шуменко С.И. Роль биогенного фактора в кремнеотложении // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 121–127.
19. Шуменко С.И., Фролова Л.М., Нестерова Л.Л., Дёменко Д.П. К познанию генезиса силицитов (на примере изучения кремневых конкреций Причерноморья и других районов) // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 111–124.
20. Bernard L.J. La silice des eaux interstitielles des sediments oceaniques profonds // 12-e Reun. sci. Terre, Lille, 27–29 avr., 1988. Paris: USTL Flanders Artois, 1988. P. 39.
21. Clayton C.J. The chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous chalks // The scientific study of flint and chert. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 43–54.

22. Hesse R. Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts // *Earth-Sci. Rev.* 1989. V. 26. N 4. P. 253-284.
23. Holdaway H.K., Clayton C.J. Preservation of shell microstructure in silicified brachiopods from the V. Cretaceous Wilmington Sands of Devon // *Geol. Mag.* 1982. V. 119. P. 371-382.
24. Jler R.K. The Chemistry of Silica. N.Y.: John Wiley and Sons. 1979. 866 p.
25. Jones J.B., Fitzgerald M.J. Silica-rich layering at Blanche Point, South Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 1986. V. 33. N 4. P. 529-551.
26. Jorgensen N.O. Geochemistry, diagenesis and nannofacies of chalk in the North Sea Central Graben // *Sediment. Geol.* 1986. V. 48. N 3-4. P. 267-294.
27. Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. Diagenesis of siliceous oozes — 1. Chemical controls on the date of opal-A to opal-CT transformation — an experimental study // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. V. 41. P. 1041-1059.
28. Khoury H.N. Tripolisation of chert in Jordan // *Sediment. Geol.* 1987. V. 53. N 3-4. P. 305-310.
29. Knauth L.P. A model for the origin of chert in limestone // *Geology.* 1979. V. 7. N 6. P. 274-277.
30. Maliva R.G., Siever R. Pre-cenozoic nodular cherts: Evidence for opal-CT precursors and direct quartz replacement // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. N 8. P. 798-809.
31. Maliva R.G., Siever R. Chertification: histories of some Late Mesozoic and Middle Palaeozoic platform carbonates // *Sedimentology.* 1989. V. 36. N 5. P. 907-926.
32. Maliva R.G., Siever R. Nodular chert formation in carbonate rocks // *Geology.* 1989. V. 97. N 4. P. 421-433.
33. McBride E.F. Silicification of carbonate pebbles in a fluvial conglomerate by groundwater // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. N 5. P. 862-867.
34. Michniak R. Nezewnictwo geneza i występowanie krzemieni // *Prz. geol.* 1989. T. 37. N 9. S. 452-458.
35. Murata K.J., Norman M.B. An index of crystallinity for quartz // *Amer. J. Sci.* 1976. V. 276. N 9. P. 1120-1130.
36. Noble J.P., Van Stempvoort D.R. Early burial quartz authigenesis in silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada // *J. Sediment. Petrol.* 1989. V. 59. N 1. P. 65-76.
37. Pisciotto K.A. Distribution, thermal histories, isotopic compositions and reflectiong characteristics of siliceous rocks recovered by the Deep Sea Drilling Project // *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* 1981. V. 32. P. 129-148.
38. Siever R. Silica solubility, 0-200 C. and the diagenesis of siliceous sediments // *Geology.* 1962. V. 70. P. 127-150.
39. Williams L.A., Parks G.A., Crerar D.A. Silica diagenesis. I. Solubility controls // *J. Sediment. Petrol.* 1985. V. 55. N 3. P. 301-311.
40. Williams L.A., Crerar D.A. Silica diagenesis. II. General mechanisms // *J. Sediment Petrol.* 1985. V. 55. N 3. P. 312-321.
41. Wise S.W., Weaver F.M. Chertification of oceanic sediments: on land and under the sea // *Int. Assoc. Sed. Spec. Pub.* 1974. V. 1. P. 301-326.

Институт геологии, геохимии
и геофизики АН Беларуси,
Минск

Поступила в редакцию
20.IV.1992

УДК 552.185:552.5(517.3)

© 1993 г. Вознесенская Т.А.

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ КАЛЕДОНСКОГО
ОБРАМЛЕНИЯ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ**
(Центральная Монголия)

Рассмотрены особенности минерального и химического состава венд-ордовикских отложений Хангая, представленных базальтоидами, известняками и в основном терригенными породами. Показано, что ассоциация базальтоидов, принадлежащих продуктам вулканизма континентальных литосферных плит, и сиалической обломочной кластики с обратной корреляцией калий-натровых соотношений и кремнезема, наблюдаемой в отложениях бассейнов "разрывного" типа, свидетельствует о изначальной рифтогенной природе каледонского палеобассейна седиментации Хангая.

В каледонидах Центральной Азии широко развиты мощные монотонные терригенные толщи кембрийско-ордовикского возраста, сложенные сиалической кластикой. Эти отложения наиболее представительны в пределах Монголо-Алтае-Саянского региона, где они всесторонне изучены, в том числе и в литологическом плане [4, 5, 7 – 12, 21 и др.]. В Центральной Монголии разновозрастные терригенные толщи близкого состава и строения определяют облик каледонского обрамления варисской Хангай-Хантэйской геосинклинальной зоны. Литология их изучена слабо. Специальные тематические исследования этих мощных однообразных, преимущественно терригенных накоплений проводились автором в конце 80-х годов в рамках Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. В данной работе освещаются особенности минерального состава венд-ордовикских отложений Хангая – западной части Хангай-Хантэйской геосинклинальной зоны.

ВЕНД-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХАНГАЯ

По периферии Хангайского синклинория или внутреннего прогиба, выполненного средне-, верхнепалеозойской граувакковой серией с прослоями яшм и редкими пачками вулканитов среднего и кислого состава [19], развиты венд-нижнепалеозойские толщи, включающие баянхонгорскую и дзагинскую серии. Это самостоятельное структурное образование, сформировавшееся в процессе каледонской складчатости [3, 13].

Наиболее представительные разрезы баянхонгорской серии и особенно дзагинской, являющейся основным объектом литологических исследований, обнажаются на западе Хангая, в бассейне верхнего и среднего течения р. Шара-Ус-Гол и ее притоков, где ширина их выходов превышает 60 км. Отложения, смятые в систему разномасштабных, близких к изоклинальным, складок с преобладающими восточными падениями, слагают западное крыло синклинорной структуры. От Шара-Ус-Гольского участка они прослеживаются на восток вдоль северо-восточной окраины Баян-Хонгорской зоны с доминирующими северными

и северо-северо-восточными падениями. В этой полосе преобладают накопления дзагинской серии.

Баянхонгорская серия, которая изучалась нами в бассейне р. Шара-Ус-Гол, состоит из двух толщ: нижней вулканогенно-известняково-терригенной (bh_1), видимая мощность которой не менее 1500 м, и верхней терригенной (bh_2), достигающей 600–700 м (с учетом изоклинальной складчатости). Основу первой (50–70% общей мощности разрезов толщи) составляют горизонты (100–350 м) терригенных пород, сложенные серыми, темно-серыми и черными алевропелитами, алевролитами, песчаниками разной структуры с прослоями и линзами гравелитов с "плавающей" галькой и мелко-, среднегалечных конгломератов с расчлененной крупной галькой и изредка валунами. В низах толщи преобладает тонкий и мелкий обломочный материал, а в верхах – песчаная и более грубая кластика. В этом же направлении уменьшается и степень расчленения пород.

Вторым по значимости компонентом нижней толщи (20–30% суммарной мощности) являются известняки, образующие мелкие (1,5–2 м) и крупные (до 50 м) линзы, а также мощные (250–300 м) и протяженные (50–60 км) стратифицированные горизонты, послойно насыщенные онколитами. Обнаруженные нами в известняках разного стратиграфического уровня микрофитолиты датируют возраст баянхонгорской серии как венд – ранний кембрий [6]. Среди известняков развиты прослои и линзы (0,5 – первые метры) серовато-зеленых алевролитов, черных алевропелитов и фтанитоидов, а также известняковые брекчии и конглобрекчии мощностью до 3 м. Вулканиты, приуроченные к нижней половине толщи, представлены горизонтами (70–250 м) базальтоидов, иногда сопровождаемых лавобрекчиями.

Верхняя толща баянхонгорской серии сложена терригенными образованиями широкого гранулометрического спектра: от конгломератов до аргиллитов. Цвета пород серые, темно-серые и черные, попадаются зеленовато-серые, серо-зеленые и буроватые (сидеритизированные) разности. Превалируют песчаники разной структуры, образующие пачки (10–55 м) с прослоями (до 0,7 м) чередования алевролитов и аргиллитов. Песчаные пакеты разделены песчано-гравийно-конгломератовыми пачками (5–6 м) или пачками (не более 10 м) тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов, содержащими пласты (4–30 см) мелко- и среднезернистых песчаников, иногда известковистых. В толще встречаются линзовидные тела зеленовато-серых вариолитов.

С постепенным переходом, который наблюдался нами неоднократно, баянхонгорские терригенные отложения надстраиваются дзагинской серией. Этот переход осуществляется довольно быстро в интервале 100–150 м по мощности и выражается в появлении среди сероцветных пород зеленовато-серых и зеленых разностей, число и мощность прослоев которых резко возрастают вверх по разрезу. Нижняя граница дзагинской серии проводится в основании первого горизонта с преобладанием зеленоцветных отложений. Ее возраст устанавливается по стратиграфическому положению и охватывает весь среднекембрийско-ордовикский интервал, либо его среднекембрийско-раннеордовикскую часть [6]. Дзагинская серия, видимая мощность которой превышает 5 км, подразделяется на три толщи (снизу вверх): песчано-алевритовую, песчаниковую и галечно-песчаниковую, связанные друг с другом постепенными переходами.

Нижняя тонко- и мелкостратифицированная толща (dz_1) образована зеленовато-серыми, серовато-зелеными и зелеными алевропелитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с резко подчиненными серыми и буровато-серыми разностями. Породы часто расчленены и превращены в хлорит-серицитовые сланцы. В верхах толщи встречаются редкие пласты средне- и крупнозернистых песчаников. Наблюдаются силлы и дайки (до 3 м) диабазов, плагиоклазовых порфиров и диоритов. Характерны зоны окварцевания шириной 20–30 м. Мощность толщи варьирует от 700 до 1200 м.

Средняя, наиболее представительная часть дзагинской серии (1,5–2 км) с ритмичной стратификацией сложена зелеными, серыми, реже серовато-лиловыми песчаниками разной структуры – от гравийных до мелкозернистых. Толщина индивидуальных пластов варьирует от 10 до 70 см. Они образуют пачки от 10 до 45 м мощностью, в которых наблюдаются прослои (первые сантиметры) алевролитов и алевропелитов и пакеты (до 1,5 м) тонкого (первые миллиметры до 1–2 см) переслаивания алевролитов, песчаных алевролитов, реже алевропелитов. Песчаные пачки разделены алевропелитовыми (от 3 до 25 м), содержащими маломощные прослои средне- и мелкозернистых песчаников. Толща прорывается мелкими телами и дайками диабазов, риолитов, полевошпат-кварцевых порфиров.

Верхняя преимущественно сероцветная толща (dz_3) образована конгломератами, гравелитами и песчаниками разной структуры с подчиненными пачками (2–5 м) чередования песчаников, алевролитов и алевропелитов. Снизу вверх по разрезу постепенно увеличиваются число и мощность прослоев и линз конгломератов (от 10–15 см до 1–2 м), максимум их развит в средней части толщи, где они образуют пачки (15–25 м), содержащие прослои и линзы (20–50 см) гравелитов и песчаников. На разных уровнях встречаются бесструктурные проглифы со следами жизнедеятельности червей. Видимая мощность толщи составляет 1000–1500 м.

На большей части Хангая контакты дзагинской серии с перекрывающими девонско-каменноугольными отложениями тектонические, причем в направлении с северо-запада на юго-восток последние контактируют все с более и более низкими ее горизонтами: в районе сомона Дзаг мощность верхней толщи (dz_3) сокращается до 500 м, а в полосе развития дзагинской серии от сом. Джаргалант до аймака Баян-Хонгор она вообще отсутствует. Стратиграфические соотношения дзагинских отложений с более молодыми толщами наблюдаются на Шара-Ус-Гольском участке, где последние с азимутальным и угловым несогласием, иногда с базальными конгломератами залегают на средней и верхней толщах дзагинской серии.

ПОРОДЫ БАЯНХОНГОРСКОЙ СЕРИИ

В формировании баянхонгорской серии принимают участие две категории материала: вулканический и осадочный. Первый представлен лавами, второй – карбонатным веществом и главным образом терригенной кластикой; резко подчиненную роль в седиментации играл кремнезем.

Вулканиды принадлежат к слабодифференцированной серии и по кремнекислотности отвечают пикритобазальтам, базальтам и андезитобазальтам (табл. 1)¹. Базальтоиды серые и зеленовато-серые, иногда с лиловатым оттенком. Преобладают афировые разности; в порфировых – наблюдаются вкрапленники плагиоклазов разных генераций и редкие – пироксенов. Структуры основной массы пилотакситовая, интерсертальная, реже трахитоидная. Текстуры массивные; характерны редкие мелкие (0,1–0,6 мм в диаметре) миндалины, выполненные хлоритом, кварцем и карбонатом.

Петрохимические особенности вулканитов сводятся к следующему. По содержанию щелочей в зависимости от кремнекислотности [22] большая часть базальтоидов принадлежит к щелочной серии, а меньшая – к толеитам. Увеличение железистости сопровождается в целом накоплением кремнезема, щело-

¹ Непредставительность аналитического материала связана главным образом с частой карбонатазацией вулканитов, обуславливающей высокие содержания CO_2 .

Состав вулканитов баянхонгорской серии, мас. %

Компоненты	Пикритобазальты		Базальты				Андезитобазальты	
	4	20*	116У	137У	17	19а	117У	19г*
SiO ₂	45,89	46,32	47,43	47,63	49,94	50,31	52,20	53,05
TiO ₂	3,81	2,54	1,12	1,44	1,78	2,02	1,92	1,36
Al ₂ O ₃	11,32	13,40	18,92	13,66	12,14	14,70	14,21	19,78
Fe ₂ O ₃	6,36	10,78	7,21	5,86	5,70	6,40	9,54	2,97
FeO	9,78	8,35	3,85	7,22	6,79	6,26	3,42	4,03
MnO	0,24	0,20	0,06	0,26	0,26	0,10	0,04	0,10
MgO	7,21	7,88	10,53	8,26	6,61	6,17	6,20	3,89
CaO	7,57	1,37	1,20	8,42	8,51	6,29	2,76	3,69
Na ₂ O	3,17	3,87	0,86	3,17	4,27	2,10	2,36	3,67
K ₂ O	0,56	3,38	2,44	0,18	0,22	0,86	1,38	3,33
H ₂ O ⁺	4,22	3,25	5,28	3,00	2,90	3,91	3,73	3,25
H ₂ O ⁻	0,15	0,19	0,56	0,36	0,31	0,41	0,52	0,19
P ₂ O ₅	0,31	0,41	0,11	0,09	0,10	0,22	0,51	0,41
Fe ₂ O ₃ + FeO, ат. %	0,55	0,56	0,36	0,46	0,50	0,52	0,52	0,49
Fe ₂ O ₃ + FeO + MgO								
Na ₂ O + K ₂ O	3,73	7,25	3,30	3,35	4,49	2,96	3,74	7,05
K ₂ O / Na ₂ O	0,18	0,87	2,84	0,06	0,05	0,41	0,58	0,92
MgO / CaO	0,95	5,75	8,79	0,98	0,78	0,98	1,38	1,05

Примечание. Образцы, в номерах которых фигурирует буква "У", принадлежат венд-нижнекембрийским отложениям Ундзуланского участка (р. Чулут). Анализы выполнены в аналитическом центре при ГИН РАН (аналитики: О.А. Бурбаева, Н.Л. Калашникова, М.В. Рудченко, Е.В. Черкасова).

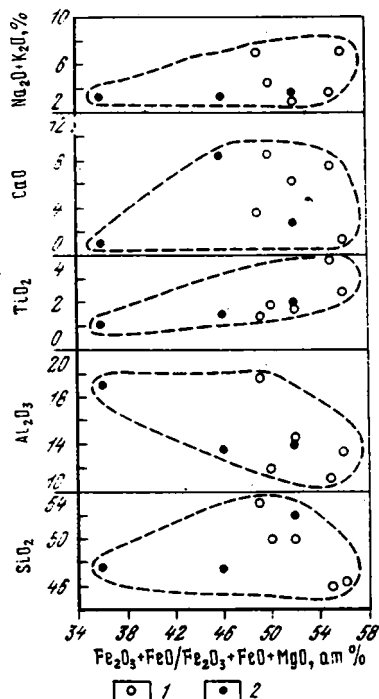
*Анализы, пересчитанные на бескарбонатность (в обоих образцах CO₂ = 2,0 мас. %).

чей, титана и кальция (фиг. 1). Характерны высокие содержания оксида титана ($\bar{x} = 2,0$ мас. % при относительно низких значениях P₂O₅, $x = 0,27$ мас. %). По характеру дифференциации и содержанию основных петрогенных компонентов баянхонгорские вулканиты сопоставимы с продуктами вулканизма континентальных литосферных плит, в частности рифтогенных зон.

Отличительная геохимическая особенность базальтоидов – деплетированность их никелем (табл. 2); среднее значение Ni/Co не превышает 1,5. Это, по-видимому, связано с тем, что они являются продуктами малоглубинной дифференциации мантийных магм в промежуточных очагах [14], характерными для зрелых рифтов. Проанализированные образцы взяты из верхов нижней толщи баянхонгорской серии, нижние стратиграфические контакты которой с какими-либо древними отложениями на рассматриваемой территории не наблюдались.

Базальтоидам свойственны существенные колебания содержаний титана и циркония; величины их отношений варьируют от 112 до 287 ($x = 173$). Устанавливается четкая прямая корреляционная зависимость между этими элементами: на диаграмме TiO₂ – Zr поле вулканитов располагается параллельно линии корреляции титана и циркония для недеплетированной мантии [23].

В баянхонгорских отложениях, развитых южнее сомона Гурван-Булак, встречен горизонт брекчий, основу которых составляют сильнопузыристые измененные стекловатые обломки, превращенные в кварц-альбит-хлоритовый



Фиг. 1. Вариационные диаграммы зависимости основных породообразующих оксидов от изменения железистости

1-2 — местоположения проанализированных образцов (1 — бассейн р. Шара-Ус-Гол, 2 — бассейн р. Чулут)

агрегат и содержащие редкие лейсты и мелкие вкрапленники сосюритизированных плагиоклазов. Фрагменты стекол песчано-гравийной размерности характеризуются разнообразной конфигурацией; некоторые из них имеют лентовидную форму с субпараллельной ориентировкой сплюснутых миндалей. Обломочная структура стекловатой массы местами исчезает, и она приобретает лавовый облик с элементами флюидальности, подчеркиваемой "послойным" распределением рудного лейкоксенизированного вещества. В основной массе рассеяны гравийные угловатые и угловато-окатанные фрагменты буроватых базальтов с гиалопилитовой, гиалоофитовой и пилотакситовой структурами, типичных лавовых образований баянхонгорской серии.

Формально такого типа породы можно определить как подушечные гиалобрекчии [20], но они имеют, по-видимому, иной механизм образования. Об этом свидетельствуют следующие данные: отсутствие ассоциирующихся с ними подушечных лав, частое развитие лавовых флюидальных участков и постепенный переход их в гиалобрекчии, наличие лентовидных фрагментов с трансформированными в процессе отложения сплюснутыми субпараллельно ориентированными пузырьками. Такие структурные особенности, вероятно, обусловлены спецификой излияний сильно газонасыщенной лавы в мелководно-морской обстановке, сопровождаемых фонтанированием; базальтовые фрагменты образовались не в результате разрыва подушек, как это происходит в подушечных гиалобрекчиях, а были захвачены движущейся магмой. Поэтому эти породы мы определяем как лавобрекчии.

Известняки — белые, серые разных оттенков, до черных, реже — розовые, содержат микрофитолиты (органогенные) или лишены их. Неперекристаллизованные разности тонко- и мелкокристаллические, органические остатки сложены крипто- и тонкозернистым карбонатом; в микрофитолитовых известняках из вендской части разреза наблюдаются обратные соотношения зернистости основной массы и органических остатков, причем центральная часть онколи-

Содержание малых элементов в базальтоидах баянхонгорской серии, г/т

Элементы	Пикритобазальты		Базальты				Андезитобазальты	
	4	20	116У	137У	17	19а	117У	19г
<i>Данные рентгенофлуоресцентного анализа</i>								
Rb	<10	14	78	<10	<10	16	42	87
Sr	230	44	63	220	140	180	120	790
Y	25	43	10	16	33	29	25	10
Zr	190	130	39	65	100	180	110	99
Nb	19	13	<10	<10	10	<10	<10	<10
Ba	140	120	600	<10	100	210	270	910
La	<10	<10	<10	<10	<15	<15	<10	34
Ce	34	<10	<10	<10	<15	33	29	62
<i>Данные спектроскопического анализа</i>								
Cr	135	50	140	70	55	95	8	8
Ni	48	38	53	40	40	65	19	20
V	200	350	190	195	250	200	200	190
Cu	43	60	50	85	50	60	90	38
Zn	110	85	55	53	80	85	85	85
Co	37	24	26	29	27	32	22	18
Pb	5	5	7	5	<5	9	10	19
Ga	25	20	19	14	16	25	20	27
Ge	<1	≈0,9	≈0,9	<1	1,4	≈0,9	1	≈0,9
Mo	<1	<1	1,2	1	<1	<1	1,4	<1

тов – тонкокристаллическая, а по периферии развит мелкозернистый карбонат. Известняки мраморизованы и сильнотрещиноваты; трещины выполнены мелко- и среднекристаллическим кальцитом и доломитом. В серых и черных известняках часто рассеяны многочисленные кристаллики пирита. Розовый цвет известняков связан с гидроксидами железа, приуроченными к мелким трещинкам и порам; в таких известняках наблюдаются элементы комковатости, подчеркиваемой окремнением и / или железистыми пленками.

Содержание CaCO_3 в известняках варьирует от 90 до 98%, MgCO_3 не превышает 1%, нерастворимый остаток составляет 0,7–8%; под микроскопом распознаются чешуйки слюды мусковитового типа и кварцевый алеврит. Среди вендских онколитовых известняков попадаются разности, в которых количество CaCO_3 не достигает 50%, MgCO_3 возрастает до 39%, а на долю нерастворимого остатка приходится более 11%, по компонентному составу эти породы отвечают доломитам, хотя микроскопически они не отличаются от мраморизованных онколитовых известняков, лишь в трещинках наблюдаются относительно крупные ромбоэдры доломита.

Силициты принадлежат к образованиям фтанитового ряда. Это серые, темно-серые и черные крипто- и микрозернистые кварцевые породы, импрегнированные пиритом, содержащие то или иное количество чешуек гидрослюда и мелкие обособления хлорита; многочисленные кварцевые и кварц-хлоритовые жилки. Фтанитоиды образуют тонко- и мелконапластованные (толщина индивидуальных пластов редко достигает 20 см) маломощные (0,6–0,7 м) прослои, пространственно связанные с известняками и залегающими в основании рифтогенного массива или внутри него, причем в последнем случае черные кремни переслаиваются с черными и темно-серыми сланцами соизмеримой мощности (0,5–0,7 м) и мощность таких пачек чередования достигает 3 м.

Состав кремнистых пород баянхонгорской серии, мас. %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Силицит	90,01	1,63	1,59	2,16	0,04	1,32
"	93,01	0,57	1,99	1,71	0,04	0,80
Микрокварцит	93,24	1,10	1,58	0,89	Нет	0,42

Порода	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅
Силицит	0,47	0,19	0,57	0,12	1,51	0,004
"	0,68	0,19	0,35	0,06	0,11	Нет
Микрокварцит	0,47	0,42	0,82	0,17	0,43	"

Примечание. 1. Определения проводились в аналитическом центре при ГИН РАН (аналитик О.А. Бурбаева). 2. TiO₂, CO₂ и С — не обнаружены.

Среди терригенных пород встречаются светло-серые и голубовато-серые микрокварциты, представляющие собой срастание микро- и тонкозернистого кварца, гидрослюда и хлорита. Породы сильнотрещиноваты и вдоль некоторых жиллок сохранились небольшие участки черных криптозернистых фтанитоидов — свидетели изначально кремнистой природы микрокварцитов; кроме того, в последних иногда попадаются прослои с перекристаллизованными радиоляриями; наблюдаются диагенетические кристаллы пирита, почти полностью замещенные оксидами железа.

Данные химических анализов силицитов и микрокварцита приведены в табл. 3.

Терригенные породы определяют облик баянхонгорской серии; размерность слагающего их материала сильно варьирует от галечного до пелитового. Резко преобладают песчаники разной структуры. Цвета пород серые, темно-серые до черных и зеленовато-серые, иногда наблюдаются лиловато-розовые разности, окраска которых обусловлена послойной сидеритизацией разной интенсивности. По содержанию основных пороодообразующих компонентов (Q, F, R) все обломочные породы, за редким исключением, принадлежат к миктитовой группе, в которой доля каждого из них составляет менее 50%. По относительному преобладанию того или иного компонента в этой группе выделяются три типа пород: наиболее распространен полевошпат-кварц-литический, значительно меньше развит литополевошпат-кварцевый и эпизодически попадает полевошпат-литокварцевый.

Подавляющая часть литических фрагментов принадлежит двум категориям материала: магматогенного и метаморфогенного. К первому, который часто доминирует в грубозернистых породах, относятся крупнокристаллические гранитоиды, в том числе граниты (иногда с мусковитом), аплиты (единичные), жильные кварциты (изредка с эпидотом); ко второму, наиболее характерному для средне- и мелкозернистых пород — разнообразные сланцы; кварц-мусковитовые, слюдисто- и кварц-хлоритовые, кварц- и мусковит-биотитовые, хлорит-серицит-биотитовые, хлоритовые, углеродистые; в меньшем количестве — микрокварциты (иногда железистые), в которых попадаются чешуйки мусковита и ромбики сидерита, мраморизованные известняки, изредка хлорит-эпидот-плагноклазовые гнейсы. Спорадически встречаются обломки осадочных пород: аргиллиты, алевропелиты, слюдистые кварцевые алевролиты, силициты, а также вариолиты. Для пород, слагающих верхи терригенной толщи, характерны обломки пегматитов.

Таблица 4

Состав тонкозернистых пород каледонского обрамления Хангая, мас. %

Компоненты	Баянхонгорская серия (bh)			Дзагинская серия (dz ₁₊₂)			Дзагинская серия (dz ₃)	
	сланцы (2)	аргиллиты (2)	алевропелиты (2)	сланцы (4)	аргиллиты (7)	алевропелиты (20)	аргиллиты (7)	алевропелиты (9)
SiO ₂	$\frac{46,65}{55,86}$	$\frac{59,81}{29,5}$	$\frac{62,71}{84,5}$	$\frac{48,71}{49,92}$	$\frac{55,16}{36,69}$	$\frac{56,69}{31,42}$	$\frac{54,9}{4,22}$	$\frac{57,76}{4,18}$
TiO ₂	$\frac{1,43}{0}$	$\frac{1,13}{0,002}$	$\frac{0,82}{0,05}$	$\frac{1,27}{0,06}$	$\frac{1,26}{0,24}$	$\frac{1,06}{0,065}$	$\frac{5,58}{0,07}$	$\frac{1,14}{0,09}$
Al ₂ O ₃	$\frac{23,44}{7,68}$	$\frac{14,74}{12,4}$	$\frac{12,7}{1,25}$	$\frac{21,98}{16,72}$	$\frac{17,65}{11,99}$	$\frac{18,00}{7,54}$	$\frac{18,89}{1,94}$	$\frac{16,87}{3,02}$
Fe ₂ O ₃	$\frac{3,62}{2,7}$	$\frac{5,68}{0,67}$	$\frac{2,72}{0,2}$	$\frac{4,33}{1,9}$	$\frac{5,85}{12,67}$	$\frac{3,63}{2,71}$	$\frac{3,8}{4,24}$	$\frac{2,98}{3,17}$
FeO	$\frac{6,07}{0,54}$	$\frac{4,39}{0,65}$	$\frac{4,28}{1,26}$	$\frac{5,95}{0,61}$	$\frac{4,00}{3,38}$	$\frac{4,63}{1,8}$	$\frac{5,16}{0,56}$	$\frac{5,02}{2,05}$
MnO	$\frac{0,075}{0,005}$	$\frac{0,03}{0,001}$	$\frac{0,045}{0,00005}$	$\frac{0,06}{0,0008}$	$\frac{0,03(4)}{0,03}$	$\frac{0,06}{0,001}$	$\frac{0,04}{0,001}$	$\frac{0,06}{0,0004}$
MgO	$\frac{5,29}{1,76}$	$\frac{4,03}{1,06}$	$\frac{3,88}{0,79}$	$\frac{5,6}{2,78}$	$\frac{4,82}{0,73}$	$\frac{4,53}{2,34}$	$\frac{4,8}{0,38}$	$\frac{4,33}{0,45}$

CaO	$\frac{1,48}{0,05}$	$\frac{1,10}{0,52}$	$\frac{3,03}{10,03}$	$\frac{1,32}{0,02}$	$\frac{1,66}{3,9}$	$\frac{1,41}{0,3}$	$\frac{1,19}{0,31}$	$\frac{1,43}{0,25}$
Na ₂ O	$\frac{1,54}{3,59}$	$\frac{0,95}{0,15}$	$\frac{1,80}{0,045}$	$\frac{1,4}{0,16}$	$\frac{1,21}{0,41}$	$\frac{1,71}{0,42}$	$\frac{1,3}{0,35}$	$\frac{1,84}{0,25}$
K ₂ O	$\frac{5,34}{6,7}$	$\frac{3,24}{0,77}$	$\frac{2,68}{0,115}$	$\frac{4,65}{2,25}$	$\frac{3,8}{0,82}$	$\frac{3,55}{0,64}$	$\frac{3,74}{0,64}$	$\frac{3,77}{0,53}$
P ₂ O ₅	$\frac{0,195}{0,006}$	$\frac{0,04}{0,0001}$	$\frac{0,195}{0,00005}$	$\frac{0,17}{0,02}$	$\frac{0,12}{0,0014}$	$\frac{0,12}{0,0038}$	$\frac{0,13}{0,016}$	$\frac{0,105}{0,02}$
FeO*	$\frac{10,05}{6,5}$	$\frac{10,63}{0,007}$	$\frac{7,28}{0,58}$	$\frac{10,71}{1,59}$	$\frac{10,44}{4,8}$	$\frac{8,62}{1,77}$	$\frac{9,34}{2,85}$	$\frac{8,3}{1,11}$
FeO / MgO	$\frac{1,9}{0}$	$\frac{2,73}{0,52}$	$\frac{1,9}{0,06}$	$\frac{1,91}{0,43}$	$\frac{2,16}{2,63}$	$\frac{1,9}{0,58}$	$\frac{1,95}{0,3}$	$\frac{1,92}{0,19}$
K ₂ O / Na ₂ O	$\frac{1,22}{37,74}$	$\frac{3,95}{6,56}$	$\frac{1,49}{0,0002}$	$\frac{3,32}{6,66}$	$\frac{3,14}{5,94}$	$\frac{2,08}{4,0}$	$\frac{2,88}{3,44}$	$\frac{2,05}{2,87}$
SiO ₂ / Al ₂ O ₃	$\frac{2,02}{0,3}$	$\frac{4,22}{1,88}$	$\frac{4,99}{1,34}$	$\frac{2,22}{0,62}$	$\frac{3,12}{1,01}$	$\frac{2,9}{1,74}$	$\frac{2,9}{0,06}$	$\frac{3,42}{0,27}$

Примечание. 1. В числителе приведено среднее арифметическое ($\bar{x}$) значение, в знаменателе — среднеквадратичное отклонение (S), в скобках — число проанализированных образцов. 2. FeO* — суммарное железо, пересчитанное на двухвалентное. 3. Анализы выполнены в аналитическом центре при ГИН РАН (аналитики: О.А. Бурбаева, С.Н. Гордеева, Н.Л. Калашникова, В.В. Карпушина, М.В. Рудченко, Е.В. Черкасова).

тов и гранитоидов с сильнопелитизированными и серицитизированными полевыми шпатами, а также обильные полностью серицитизированные фрагменты (метасоматиты по полевым шпатам и обломкам пород).

Кварц преимущественно гранитоидный: мозаичный и монокристаллический, причем последний обычно трещиноват и трещинки залечены черным рудным веществом лейкоксенового типа, которое наблюдается в виде тонких включений в кварце гранитоидных фрагментов. Постседиментационные трещинки в обломочном кварце выполнены кальцитом, реже хлоритом и кальцитом. Полевые шпаты разнообразны и представлены как калиевыми, так и известково-натровыми разностями. Наиболее характерен ортоклаз, часто с вростками плагиоклаза (пертиты); встречается микроклин с типичной микроклиновой решеткой. Кислые плагиоклазы как слабозмененные, так и в разной степени серицитизированные, вплоть до полного замещения, и в этом случае распознаются по габиту-су минерала. Попадают полевые шпаты, инъецированные кварцем (микропегматиты).

Типичен мусковит; его содержание сильно варьирует; в грубых песчаных породах его немного и представлен он крупными пластинками, в алевролитах и мелкопесчаных разностях его количество возрастает. Спорадически попадает сильно разложенный биотит и тонкие линзовидные включения органического вещества. Из аксессуарных минералов наиболее характерны магнетит, гематит, ильменит, апатит, менее распространены циркон, сине-зеленый турмалин, эпидот, сфен; единичны зерна светло-зеленого граната. Иногда встречаются крупные диагенетические кристаллы частично или полностью окисленного пирита.

Сортировка материала отсутствует или очень слабая; обломки полуокатаны; наблюдаются конформизм и инкорпорация, в результате чего слюды, мягкие сланцевые и аргиллитовые фрагменты обычно деформированы и линзовидно растащены. Цемент пленочный вторичный хлорит-гидрослюдистый, кварц-хлорит-гидрослюдистый, иногда карбонатный.

Кроме миктитовых образований встречаются породы литической группы, в которых содержание обломков пород превышает 50%. К ним относятся некоторые гравелиты, сложенные гранитоидами, кварцитами, слюдяными сланцами, хлоритизированными фрагментами, эпидозитами и кварц-эпидотовыми метасоматитами; в них присутствует гранитоидный кварц, ортоклаз, пертит, микроклин и плагиоклазы. Связующая масса – алевролитистый мелко- и среднезернистый песчаник того же состава с фрагментами мусковита. Цемент пленочный гидрослюдисто-хлоритово-карбонатный. Иногда наблюдаются неравномерные карбонатизация и сидеритизация.

Терригенные тонкозернистые породы представлены алевропелитами и аргиллитами, иногда превращенными в сланцы. Чистых глинистых разностей очень мало: обычно в тонкой кварц-хлорит-гидрослюдистой основной массе присутствует алевроит кварца, полевых шпатов, мусковита, хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев, апатита, органический детрит; если количество алевроита достигает 30–50% общего объема породы, то она определяется как алевропелит. В петрохимическом ряду сланец – аргиллит – алевропелит наблюдается увеличение количества кремнезема при уменьшении содержания титана, алюминия, магния и калия (табл. 4). По сравнению с кларками сланцев и глин в земной коре породы обогащены титаном (в 1,5–2 раза) и железом (в 1,5–2,5 раза). Количество марганца ниже кларка, марганца ниже кларка, а фосфора в сланцах и алевропелитах – выше кларкового уровня на 100 г/т. Средние значения большинства микроэлементов находятся на кларковом уровне или ниже его; характерны низкие содержания никеля, очень низкие – стронция и высокие – ванадия и бария, а в сланцах – и церия (табл. 5).

Содержание малых элементов в тонкозернистых породах каледонского обрамления Хангая, мас. %

Элементы	Баянхонгорская серия (bh)			Дзагинская серия (dz ₁₊₂)			Дзагинская серия (dz ₃)		Кларки осадочных пород (глины и сланцы) [17]
	сланцы (2)	аргиллиты (2)	алевропелиты (2)	сланцы (4)	аргиллиты (7)	алевропелиты (20)	аргиллиты (7)	алевропелиты (9)	

Данные рентгенофлуоресцентного анализа

Zn	99	99	70	119	95	99	92	98	80
Rb	160	120	83	155	140	120	138	132	200
Sr	61	26	118	78	44	67	63	79	450
Y	32	22	21	27	20	23	22	23	30
Zr	180	130	135	157	127	145	128	142	200
Nb	12	11	14	14	12	12	13	14	20
Ba	1065	1720	520	847	687	755	753	820	800
La	32	29	32	37	30	30	26	33	40
Ce	72	52	52	71	54	60	52	62	50

Данные спектроскопического метода

Cr	135(1)	87(1)	88(2)	100(7)	96(4)	92	100
Ni	68	40	50	49	48	42	95
V	268	155	147	169	152	155	130
Cu	68	48	33	52	42	44	57
Co	20	8	17	17	13	14	20
Pb	17	4	11	16	9	19	20
Ga	26	16	17	19	18	17	30
Ge	<1,5	<1,5	1,7	2,1	1,9	2	2
Mo	<1,5	<1,5	<1,5:2	<1,5	<1,5	<1,5	2

Примечание. В скобках — число проанализированных образцов.

ПОРОДЫ ДЗАГИНСКОЙ СЕРИИ

Дзагинская серия — это мощный монотонный терригенный комплекс, не имеющий маркирующих горизонтов и сложенный исключительно терригенным материалом широкого гранулометрического спектра — от глинистого до галечного, при этом значимость грубой кластики в целом увеличивается по разрезу снизу вверх.

Обломочные породы по минеральному составу сходны с баянхонгорскими, но среди них доминируют образования кварцевой группы, в которых на долю кварца приходится 50% и более, полевые шпаты составляют 25–30%, а литические обломки — не более 20% общего объема фрагментов. Такие породы определяются как полевошпат-кварцевые. Они постепенно (в пределах нижней толщи дзагинской серии) вытесняют образования миктитовой группы, характерные для баянхонгорской серии. Другая минеральная особенность дзагинских пород — более скудный набор литических фрагментов. Всегда присутствуют гранитоиды, аплиты, кварциты жильные и метаморфические; последние часто содержат в том или ином количестве субпараллельно ориентированную слюду мусковитового типа, иногда амфиболы. В песчаной фракции резко сокращается количество "мягких" пород; единичны фрагменты слюдяных и мусковит-хлоритовых сланцев, кварцевых алевролитов, алевропелитов и мраморизованных

известняков. Основная масса сланцев попадает в алевритовую фракцию, что связано, по-видимому, с дезинтеграцией их в седиментации.

Гравелиты и конгломераты имеют тот же минеральный состав, что и песчаники, но количественные соотношения породообразующих компонентов в них меняются; преобладают литические фрагменты, которым подчинены кварц и полевые шпаты. Такие породы определяются как кварц-литические.

В целом по минеральному составу дзагинские обломочные породы более зрелые по сравнению с баянхонгорскими, что связано с переотложением в седиментации материала из той же питающей провинции, приводившим к измельчению "мягких" сланцевых фрагментов. Одновременно происходил переыв подстилающих пород, обусловивший наличие в основании многих градационно отсортированных пластов более крупных, чем основная фракция осадка, обломков аргиллитов и алевропелитов. Кроме того, появляются фрагменты силицитов, содержащих спиккулы кремневых губок, указывающих на размыв палеозойских (кембрийских) отложений [16, 18].

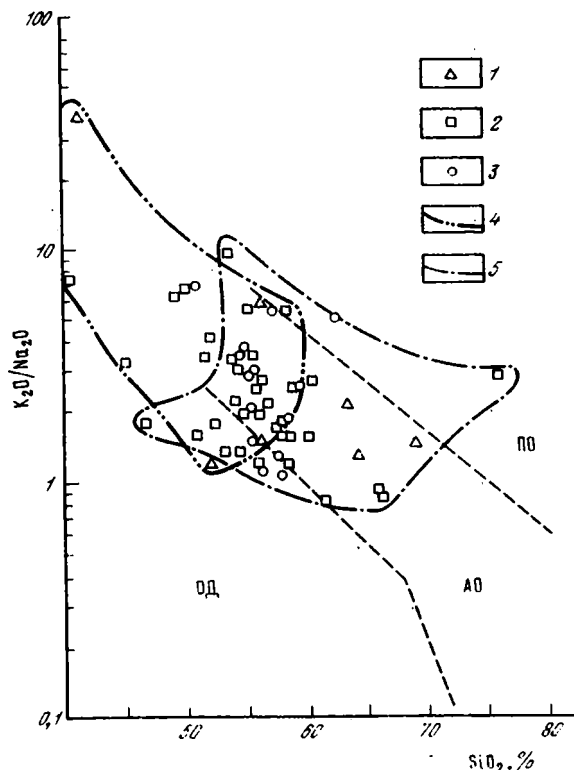
Существенные отличия образований двух сравниваемых терригенных серий выявляются на структурном уровне. Дзагинским песчаным, гравийным и галечным накоплениям присущ обильный глинисто-алевритовый матрикс (до 30%, а в мелко- и среднезернистых песчаниках до 50% общего объема породы), в котором наряду с кварцем и полевыми шпатами много фрагментов слюдиристо-хлоритовых и хлоритовых сланцев. По существу их можно отнести к диамиктитам: песчаным, гравийным, галечным. Другая характерная особенность структур — субпараллельная ориентировка пластинок слюд, сланцевых и аргиллитовых фрагментов, удлиненных зерен кварца и полевых шпатов. Природа этого явления — седиментационная, обусловленная актокинетическим механизмом транспорта обломочного материала, в то время как сходные структуры, наблюдаемые в баянхонгорской серии (и в низах дзагинской) являются, как правило, постседиментационными и связаны с процессами рассланцевания и метаморфизма.

Алевролитам, обычно содержащим рассеянные песчаные зерна, свойственно обилие глинистого гидрослюдисто-хлоритового материала; встречается рассеянный органический детрит и разложенный биотит; в некоторых разностях много магнетита.

Терригенные тонкозернистые породы включают алевропелиты и аргиллиты, минералогически сходные с баянхонгорскими, но в них органический детрит встречается спорадически и в небольшом количестве. Они менее кремнистые и более глиноземистые (см. табл. 4), поэтому у них и более низкие значения SiO_2 / Al_2O_3 (3 против 4–5 в баянхонгорских); кроме того, они менее железистые, но более марганцовистые, но в целом в них сохраняется та же тенденция обогащения железом (в 2–2,5 раза против кларка) и обеднение марганцем (в 1,5–2 раза ниже кларка). Содержание остальных петрогенных компонентов находится примерно на том же уровне, что и в аргиллитах и алевропелитах баянхонгорской серии. Это положение распространяется и на микроэлементы, за исключением бария и ванадия, количество которых снижается и приближается к кларковому.

Вещественный состав как индикатор питающей провинции и тектонической обстановки

На территории Хангая в венд-ордовикское время господствовала терригенная седиментация. Состав обломочного материала и его количественные соотношения отражают особенности строения питающей провинции, сложенной метаморфитами, представленными разнообразными сланцами, кварцитами, в том числе железистыми, мраморизованными известняками и гнейсами. Они прорывались, судя по обилию кислых вулканитов, мощными телами крупно-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма K_2O/Na_2O — SiO_2 для аргиллитов и алевролитов Хангая

1 — баянхонгорская серия; 2–3 — дзагинская серия (2 — нижняя и средняя толщи, 3 — верхняя толща); 4–5 — границы полей (4 — аргиллитового, 5 — алевропелитового). Пунктиром показаны границы разных тектонических обстановок [23]: ПО — пассивная окраина; АО — активная континентальная окраина; ОД — океаническая островная дуга

кристаллических гранитоидов и гранитов, сопровождаемыми разнообразными жильными фациями.

Характер распределения грубообломочных фаций и некоторые текстурные особенности терригенных накоплений (подошвенные знаки ряби течений и элементы косой слоистости) указывают на основной источник кластики, который располагался западнее и юго-западнее современных выходов рассматриваемых терригенных серий, в пределах Центрально-Монгольского массива. В его строении выделяются архейско-нижнепротерозойский фундамент, состоящий из тоналитовых гнейсов, мигматитов, амфиболитов, мраморов и кварцитов, иногда железистых, и ниже-, среднерифейский зеленосланцевый комплекс. Здесь также развиты купольные структуры, сложенные средне- и крупнокристаллическими гранитоидами, представленными кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами. В состав этих пород входят кислые плагиоклазы, кварц, роговая обманка, биотит: в плагиогранитах присутствуют калишпаты (3–8%); характерными аксессуориями являются сфен, апатит, циркон, магнетит и пирит. К допозднерифейским интрузиям относятся розовые калиевые граниты, сложенные плагиоклазами, микроклином, кварцем, биотитом и мусковитом [2].

В позднем рифее в теле Центрально-Монгольского массива закладываются рифтогенные прогибы северо-западного простирания [1, 15], в которых накапливались терригенно-вулканогенные комплексы. В восточной западной окраине массива развивается как активная континентальная окраина тихоокеанского типа [2]; в это время восточный край древнего континента подвергается процессам растяжения, образуется Шара-Ус-Гольская рифтогенная структура северо-западного простирания с характерной ассоциацией вулканитов, соответствующих внутриплитным базальтам, и терригенного сиалического материала.

За последние десятилетия в литературе появились работы, посвященные проблеме связи состава обломочных пород и тектонической обстановки их образования, при этом рассматривался как минеральный состав песков и песчаников, так и их геохимические особенности с использованием главным образом количественных характеристик калий-натровых отношений и кремнезема. Многие из этих работ нашли отражение в статье Б. Розера и Р. Корша [24], которые не только пересмотрели значение параметров в обломочных образованиях, но и распространили их на глины и аргиллиты. На диаграмме $K_2O / Na_2O - SiO_2$ ими были выделены три поля, отвечающие тектоническим категориям: пассивная и активная континентальные окраины, океаническая островная дуга.

Проанализированные образцы рассматриваемых терригенных серий Хангая на этой вариационной диаграмме попадают в поле активной континентальной окраины (фиг. 2). Эта тектоническая категория включает, с одной стороны, бассейны, связанные со становлением магматических дуг, а с другой — "разрывные" бассейны. Для их распознавания использовались тренды глина — песок [24], которые в первом случае имеют отчетливый перпендикулярный к границам выделенных полей песчано-глинистый тренд, тогда как в нашем случае этот тренд, отраженный в ориентировке оконтуренных площадей аргиллитов и алевропелитов, противоположный и связан с размерностью обломочного материала; увеличение доли кварцевого алевролита ведет к росту кремнезема и снижению калий-натровых отношений. Ассоциация обломочных пород, сформированных в бассейне "разрывного" типа, и внутриплитных вулканитов однозначно указывает на рифтогенную природу бассейна седиментации.

Список литературы

1. Бурашников В.В. Позднерифейский Хутулский рифт и его структурное положение (Западная Монголия) // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Наука, 1987. С. 17–18.
2. Бурашников В.В. Тектоника Ургамальской зоны ранних каледонид Западной Монголии. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 165 с.
3. Бямба Ж. К вопросу о поздних каледонидах в Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 2. С. 424–425.
4. Вознесенская Т.А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 68–80.
5. Вознесенская Т.А. Приконтинентальный флиш в каледонидах Монголо-Алтае-Саянского района // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 95–105.
6. Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б., Дашдаваа З. Новые данные по литологии и стратиграфии нижнепалеозойских отложений Хангая (МНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 3. С. 34–39.
7. Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и ранний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966. 160 с.
8. Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 182 с.
9. Вылцан И.А. Флишоподобные формации. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978. 206 с.
10. Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 437. 1989. 192 с.
11. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии // Тр. Совмест. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспедиции. Вып. 31. 1980. 197 с.
12. Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 111 с.
13. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу // Тр. НИЛЗарубежгеологии. Вып. 26. 1972. 240 с.
14. Кележинская В.В., Гладких В.С., Зайков В.В., Курганьков П.П. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 90–109.
15. Макарычев Г.И. Докембрийская континентальная кора Западной Монголии и проблема ее деструкции // Геотектоника. 1988. № 6. С. 63–75.

16. Маслов В.П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1979. 268 с.
17. Перельман А.И. Химический состав Земли. М.: Знание, 1975. 64 с.
18. Розанов А.В., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 206. 1969. 380 с.
19. Филиппов И.Б. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971. 270 с.
20. Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 130–143.
21. Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 329. 1979. 119 с.
22. Macdonald G.A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. V. 94. N 1. P. 82–112.
23. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. V. 69. N 1. P. 33–48.
24. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 and $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ ratio // J. Geol. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.

Геологический институт РАН,
Москва

Поступила в редакцию
14.I.1993

УДК 552.51:553.495

© 1993 г. Солодов И.Н., Киреев А.М., Зеленова О.И.,
Умрихин В.А.

**ТЕХНОГЕННЫЕ ОКИСЛИТЕЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ
ВОССТАНОВЛЕННЫХ УРАНОНОСНЫХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МОРСКОГО ГЕНЕЗИСА**

Изучено техногенное перераспределение вещества под влиянием окислительных процессов на опытном полигоне кислородно-бикарбонатного подземного выщелачивания урана из руд пластового инфильтрационного месторождения. Сравнены масштабы природного и техногенного выноса и привноса вещества в рассматриваемой системе. Установлены техногенный восстановительный геохимический барьер, сдерживающий извлечение урана из недр, а также эффект подкисления техногенных растворов, связанный с окислением органического вещества и сульфидных минералов техническим кислородом.

Природные окислительные преобразования терригенных сероцветных (восстановленных) отложений водоносных горизонтов артезианских бассейнов в процессе пластового инфильтрационного уранового рудообразования неоднократно обсуждались на страницах журнала "Литология и полезные ископаемые" [6, 7, 13, 15, 18] и наиболее полно описаны в монографиях [3, 19]. В то же время техногенное перераспределение и удаление вещества из рудоносных горизонтов в результате использования технологических схем подземного выщелачивания (ПВ) с применением технического или воздушного кислорода изучено слабо и в основном зарубежными исследователями.

В работе [23] и др. предшествовавших публикации [21] основное внимание уделялось взаимодействию карбонатных растворов при изменяющемся парциальном давлении кислорода с оксидами U (IV), полученных высокотемпературным синтезом. При этом окислительное изменение руд и рудовмещающих пород не изучалось. Заслуга авторов работы (21) в том, что они впервые применили оригинальные технические и методические приемы как отбора проб рудоносных пород из керна скважин, так и при проведении лабораторных экспериментов по растворению урана, его геохимических спутников и сульфидов, сохранения на всех стадиях исследования исходное окислительно-восстановительное состояние пород. В этих экспериментах изучались рудоносные полевошпат-кварцевые нелигитированные пески, содержащие кальцит (20%) и смектит (15%). Основными восстановителями кислорода являлись пирит, марказит, ферроселенид, настуран, иордизит. Из дисульфидов железа преобладал пирит, составляя 62–92% от их суммы. Специфично отсутствие в рудах органического углерода.

Эти исследования позволили выявить следующие особенности процесса: а) по пути фильтрации растворов карбоната аммония, насыщенных техническим кислородом под давлением 689 кПа, от области нагнетания к области разгрузки в системе формируется техногенная геохимическая зональность – сокращающаяся зона неизменных техногенезом восстановленных пород, зона активного

расходования кислорода на окисление U и Mo и зона медленно текущих реакций окисления и растворения сульфидов Fe; б) по мере уменьшения скорости растворения поливалентных элементов с участием окислительно-восстановительных реакций они образуют следующий ряд: Mo (IV), U (IV), Se(II) и S (II).

Экспериментальное изучение техногенных процессов в лаборатории по сравнению с натурными исследованиями обладает существенным недостатком – в нем невозможно воспроизвести реальные биогенную и биохимическую обстановки, так как большое число окислительно-восстановительных процессов в зоне гипергенеза протекает с прямым или косвенным участием подземной микрофлоры. Сульфидная сера в abiогенной низкотемпературной (< 100°C) области вообще не окисляется [14], по крайней мере за время, соизмеримое с продолжительностью техногенного воздействия на геологическую среду. В связи с этим приводимые ниже результаты исследований основаны исключительно на натурных наблюдениях за физико-химическими процессами, протекающими в недрах.

Объектом исследования явилась одна из рудных залежей месторождения Южный Букинай (Узбекистан). В региональном плане месторождение приурочено к кампанскому водоносному горизонту Кенимехского артезианского бассейна грабен-синклинального типа. Основной его особенностью является пространственная, генетическая и морфологическая связь лентообразных (в плане) и роллообразных (в разрезе) рудных залежей с областью выклинивания зон пластового окисления (ЗПО). Геоморфологически оно располагается на относительно равнинном пространстве, примыкающем к горным массивам Южного Нуратау; в геоструктурном отношении локализуется в слабодислоцированных водопроницаемых породах платформенного чехла, выполняющих депрессионные структуры в суборогенной области обрамления альпийских постплатформенных горных образований.

Варисский складчатый фундамент территории представлен силурийскими, девонскими и карбоновыми метаморфизованными терригенными и карбонатными породами, местами прорванными гранитными интрузиями позднепалеозойского возраста. Исследуемый рудоносный горизонт отделяет от фундамента терригенная толща (общей мощностью около 300 м) отложений сеномана, турона, коньяка и сантона. Выше по разрезу над кампанским горизонтом залегают пески маастрихта, переходящие в известняки, сменяющиеся карбонатными породами палеоцена, песчано-глинистыми морскими отложениями эоцена и красноцветными разнотекстурными толщами олигоцена суммарной мощностью примерно 100 м.

Месторождение по ряду рудоконтролирующих признаков и отсутствию фациального контроля рудообразования А.К. Лисициным отнесено к генетическому типу эпигенетических пластовых инфильтрационных месторождений урана, образованных при участии газообразных восстановителей. Рудная залежь локализуется в песчаных отложениях, образовавшихся в условиях морской отмели.

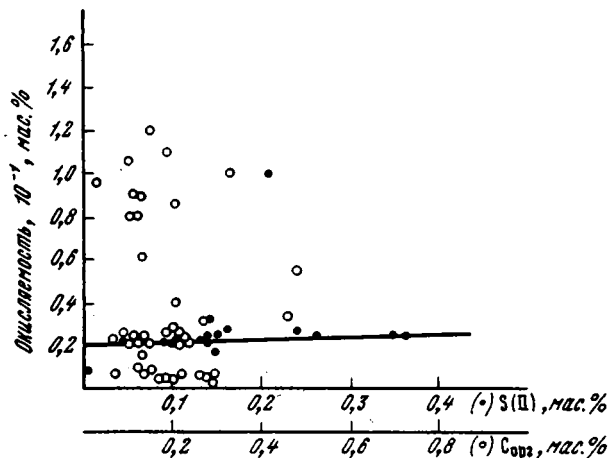
Натурное изучение природных и техногенных геохимических процессов проводилось по единой методике [8, 12]. Из свежееизвлеченного керна тут же, у скважины, используя различные способы консервации и герметизации, отбирали образцы пород с сохранением естественной структуры и окислительно-восстановительного состояния. Из этих образцов методом вакуумирования извлекали поровые растворы. В них измеряли pH и определяли содержание K, Na, Ca, Mg, Fe, U, Si, Cl, SO₄ (аналитик Л.С. Шулик). В образцах пород, отобранных в атмосфере CO₂, определяли кислоторастворимые (в 6N HCl) валентные формы U и Fe. В герметично упакованных пастах измеряли pH – Eh-равновесие порового раствора с породой. После цементации песков эпоксидной смолой изготавливали прозрачные шлифы. Определяли валовые концентрации отдельных компонентов (Ca, Mg, U, CO₂, S_{сульф} и SO₄) в породе.

При изучении техногенных геохимических процессов дополнительно применяли метод гидрогеохимического опробования растворов на входе (нагнетательные скважины) и выходе (разгрузочные скважины) из рудоносного горизонта. В наблюдательных скважинах с использованием полярографического и потенциометрического каротажей измеряли T , pH , Eh и растворенный O_2 [5]. В пробах растворов измеряли pH и Eh . Использовали следующие методы определения компонентов: объемное титрование (HCO_3 , сумма CO_2 , Ca , Mg , Fe , Al); пламенная фотометрия (Na , K , Rb , Li); фотоколориметрия (SO_4 , NO_3 , NH_4 , Si , P , Mn , Ti , V , W , Mo); атомно-абсорбционная спектрометрия (Zn , Pb , Co , Cu , Cd , Ag); лазерная люминисценция и фотоколориметрия (U); колориметрия с бутанолом (Re); эмиссионный спектральный анализ с возбуждением спектра в плазме (La , Y , Ce , Nd , Be); нейтронно-активационный анализ (Cr , Sc , Yb , Eu , Tb , Th , Sb , Cs , Se , As); спектральный количественный анализ с возбуждением спектра в вольтовой дуге (Sr , Ba , Ga). Органический углерод C_{org} в породах определен методом термического анализа.

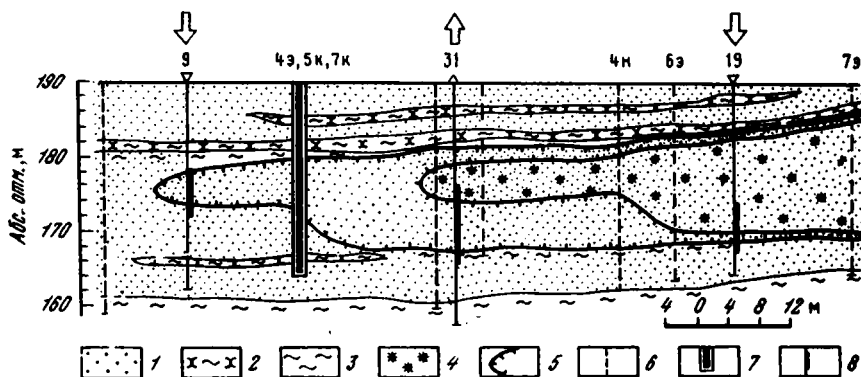
Сероцветные восстановленные терригенные отложения обладают двумя основными интегральными свойствами – восстановительной и нейтрализационной емкостями. Каждое из них суммарно определяет нейтрализационную и восстановительную способности пород по отношению к наиболее распространенным реагентам, возникающим в природных условиях или использующихся при освоении рудных залежей ПВ. Однако если для оценки нейтрализационной емкости пород по отношению к серной кислоте имеется метод, учитывающий все главные минеральные нейтрализаторы пород в виде кинетической функции [9], то часто используемый метод перманганатной окисляемости для оценки восстановительной емкости пород, выражаемой в $mg\ O_2$ на грамм породы [8, 12], не определяет всех восстановителей, способных окисляться кислородом. Во-первых, MnO_4 и O_2 в равных окислительно-восстановительных эквивалентных количествах обладают различной окислительной способностью. Во-вторых, перманганат, являясь антисептиком, окисляет вещества без участия микроорганизмов, тогда как активность кислорода значительно возрастает в их присутствии. В-третьих, несоответствие лабораторных экспериментов с перманганатом реальным окислительным изменениям пород с участием кислорода связано с их кратковременностью, что не компенсирует увеличение температуры в 2–3 раза ($50^\circ C$) [12] по сравнению с реальным температурным режимом подземных вод в рудоносных горизонтах. Видимо, этими факторами объясняется селективное окислительное воздействие перманганата на восстановители в породе, которыми в основном являются органическое вещество, $Fe(II)$ в составе алюмосиликатов и карбонатов, а также в виде примесей в минералах. Как видно на фиг. 1, $S(II)$ практически не окисляется этим реагентом¹.

Для определения форм нахождения истинно растворенных компонентов в природных и техногенных водных растворах и оценки их степени насыщенности по отношению к типоморфным минералам использована программа "Карст". Имеющиеся в настоящее время программные средства для решения подобных задач основаны на расчете констант равновесия, и алгоритм этих программ включает перебор всех возможных реакций в гомогенной системе (серии WATEQ и MIF [11]). Для многокомпонентных систем такой алгоритм не эффективен. Кроме того, недостатком этих программ является стехиометрически фиксированный состав системы. В программе "Карст" использован алгоритм, основанный на минимизации функции Гиббса системы [1]. Необходимые для расчета термодинамические константы взяты из работ [22, 24].

¹Перманганатная окисляемость в данной работе выражена в $мас. \% O_2$.



Фиг. 1. Влияние содержания сульфидной серы и органического углерода в песках кампанского рудоносного горизонта на величину перманганатной окисляемости

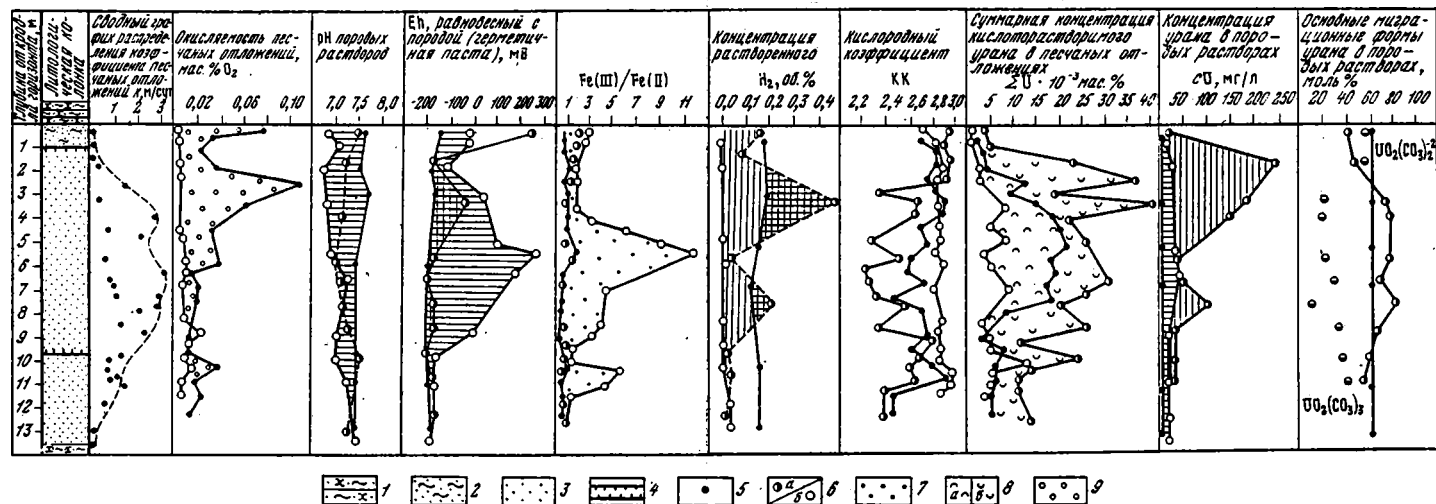


Фиг. 2. Разрез кампанского рудоносного горизонта в районе опытного полигона, в пределах которого проводилось апробирование кислородно-бикарбонатного метода подземного выщелачивания урана

1 — зеленовато-серые, восстановленные пески; 2 — песчаники на глинисто-карбонатном цементе; 3 — алевроитовые глин; 4 — зеленовато-желтые, частично окисленные пески; 5 — контур балансовых руд; 6 — разведочные скважины; 7 — сечение, в котором изучено техногенное окислительное изменение сероцветных песков; 8 — эксплуатационные скважины (стрелками отмечены нагнетательные и разгрузочная скважины)

Масштабы природного перераспределения вещества и изменения типоморфных геохимических параметров оценивали сравнением различных эпигенетических геохимических зон, а техногенного перераспределения — методом сопряженных проб. В последнем случае контрольные скважины бурили с керном вблизи (не более 5 м) разведочных, что позволяло сопоставлять исходные свойства с измененными свойствами песчаных отложений и поровых растворов.

Исходные свойства песчаных отложений рудоносного горизонта и природных подземных вод, неизмененных техногенезом, изучены по керну разведочных и эксплуатационных скважин. Горизонт ограничен водоупорными породами: сверху — слоем песчаников на глинисто-карбонатном цементе, снизу — глинисто-алевролитовыми образованиями (фиг. 2) Проницаемые породы, мощностью 20 м, разделены тонким слоем лин-



фиг. 3. Техногенные окислительные изменения зеленовато-серых песков в процессе подземного выщелачивания урана с использованием технического кислорода

1 — песчанник на глинисто-карбонатном цементе; 2 — глинистые тонкозернистые зеленовато-серые пески; 3 — те же тонко- и мелкозернистые;

4 — контур рудного тела; 5-6 — точки наблюдения: 5 — исходные, неизмененные техногенезом свойства, 6 — измененные свойства песков на моменты 45%-ного (а) и 65%-ного (б) извлечения урана из недр; 7 — техногенная лимонитизация; 8 — перераспределение урана (а — вынос и б — привнос); 9 — изменение перманганатной окисляемости песков

зующегося песчаника, местами переходящего в глинистые алевроиты, на две ритмопачки. Верхняя, мощностью 14–16 м, является рудовмещающей.

Пески верхнего ритма горизонта по гранулярному составу – мелко- и тонкозернистые, по минеральному – глауконит-кварц-полевошпатовые. Они содержат небольшое количество слюды, преимущественно мусковита, обломков кремнистых пород и титаносодержащих минералов (ильменит, лейкоксен). Глины в песках – гидрослюдисто-каолининовые.

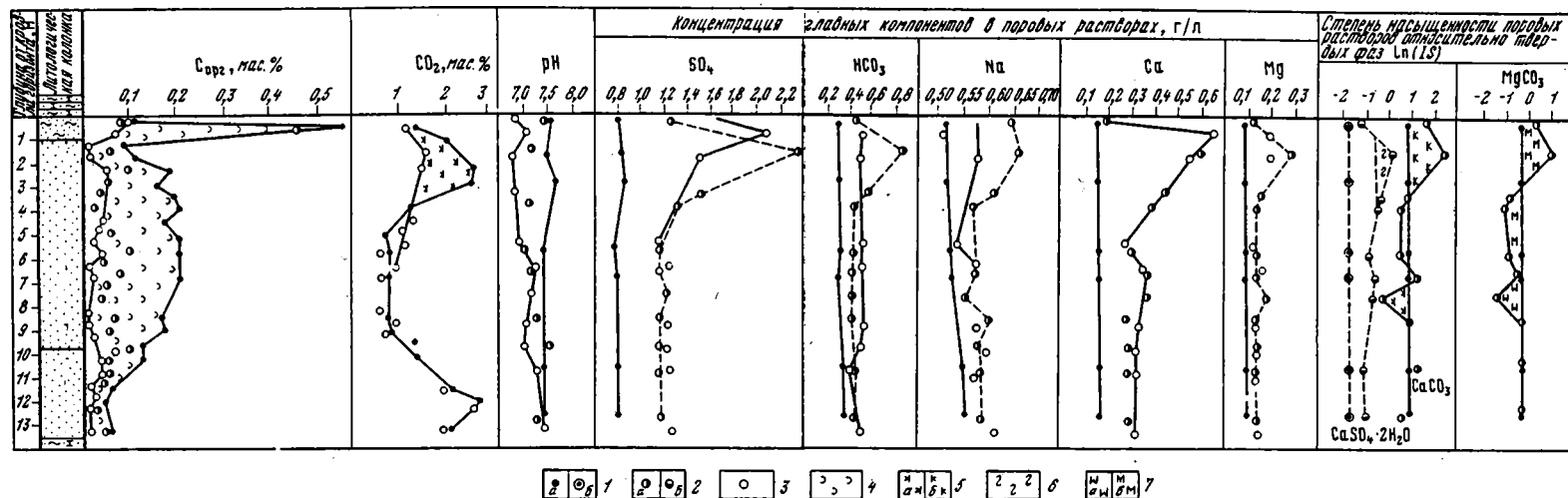
К кровле и подошве ритма в песках повышается содержание алевропелита, появляются тонкие прослои глин. В результате такого распределения песчано-глинистого материала относительно однородные пески ритма имеют своеобразное филитрационное строение (фиг. 3), которое предопределило формирование эпигенетической геохимической зональности. Процессы пластового окисления и рудообразования наиболее интенсивно протекали в отложениях с максимальной проницаемостью, что характерно для месторождений рассматриваемого генетического типа [7]. Крылья ролла рудоформирующим потоком подземных вод отжаты в низкопроницаемые породы кровли и подошвы ритма.

В песках ритма во всех эпигенетических зонах встречаются монокристаллы кальцита (0,2–0,3 мм), цементирующие обломочные зерна. Реже встречаются скопления ромбоэдров доломита, размер отдельных кристаллов составляет 0,02–0,03 мм. Карбонатность песчаных отложений равна 0,5–3,0%. Она возрастает к кровле и подошве ритма (фиг. 4) и в основном обусловлена кальцитом. Содержание доломита в песках не превышает первых десятых долей процента. Сравнение величины карбонатности между зонами окисленных и восстановленных песков указывает на отсутствие заметного перераспределения этого вещества в природной геохимической зональности (см. фиг. 4 и фиг. 5).

Выделения глауконита в зоне восстановленных зеленовато-серых песков имеют округлую или овальную форму, иногда они образуют небольшие участки, цементирующие обломочный материал. С ними пространственно часто связаны выделения пирита в виде тонкой вкрапленности внутри зерен или по их поверхности. Более крупные выделения пирита имеют округлую форму или изометричны, если состоят из сростков кристаллов. Иногда пиритовые глобулы располагаются вдоль микротрещин в обломочных зернах. Содержания сульфидной серы и валового Fe (II) по разрезу ритма почти не меняются, мас. %: S (II) 0,1–0,2; Fe (II) 0,14–0,22. В подзоне частичного окисления, в зеленовато-желтых песках, содержание S (II) снижается до 0,01–0,02 мас. %, а Fe (II) до 0,05 мас. %. При этом природные окислительные процессы почти не разрушают органическое вещество. Содержание $C_{орг}$ в восстановленных песках находилось на уровне 0,05–0,22 мас. %, достигая под кровлей ритма 0,56 мас. % (см. фиг. 4), а в окисленных песках немного ниже – 0,06–0,16 мас. % (см. фиг. 5). Последнее является специфической геохимической особенностью данного рудоносного горизонта, что отличает его от других горизонтов, вмещающих рудные залежи месторождений в Центральных Кызылкумах [3, 7].

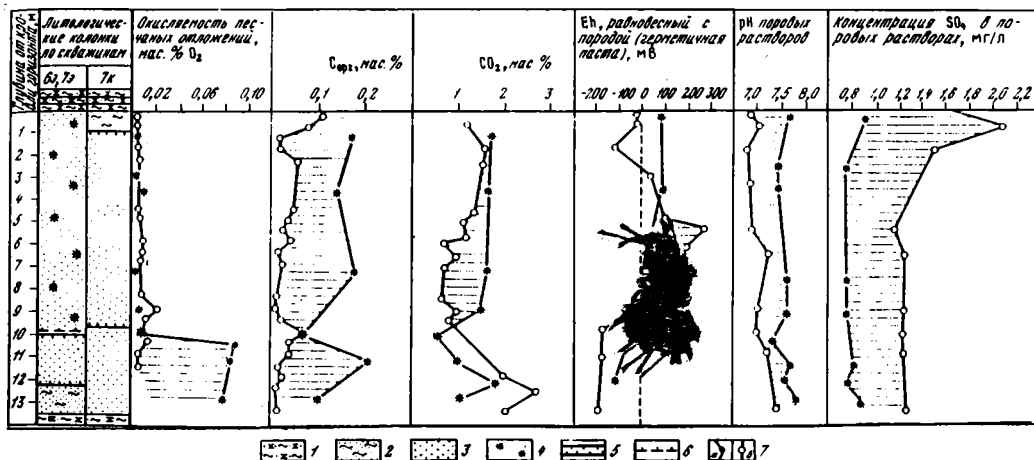
Восстановительная емкость на участке развития рудовмещающих зеленовато-серых песков возрастает от подошвы к кровле (от 0,01 до 0,12 мас. % O_2). В результате природных окислительных процессов величина этого параметра в подзоне частичного окисления не превышает 0,025 мас. % O_2 .

Урановая минерализация представлена тонкодисперсным настураном, имеющим все формы микрораспределения в песчаных отложениях – пленочное, пятнистое, вкрапленное и рассеянное. По данным электронной микроскопии, в рудных телах ураносодержащими являются также лейкоксен, лейкоксенизированный ильменит и в меньшей степени глауконит. Руды залежи бедные, в них преобладает шестивалентный уран (68% от суммы U), кислородный коэффициент настуранов изменяется от 2,5 до 2,9 (см. фиг. 3). Eh, измеренный в герметич-



Фиг. 4. Изменение содержания органического углерода и карбонатной CO_2 в зеленовато-серых песках верхнего ритма рудоносного горизонта, pH и концентрацией макрокомпонентов в поровых растворах в процессе подземного выщелачивания урана с использованием технического кислорода

1-3 - точки наблюдения: 1 - исходные, неизмененные техногенезом, свойства (а - $CaCO_3$, б - $CaSO_4 \cdot 2H_2O$); 2 - измененные свойства песчаных отложений и поровых растворов, на момент 45%-ного извлечения урана из недр (а - $CaCO_3$, б - $CaSO_4 \cdot 2H_2O$); 3 - тоже на момент 65%-ного извлечения урана; 4 - окисление органического углерода; 5 - перераспределения карбонатов (а - вынос, б - привнос); 6 - техногенное огипсование; 7 - перераспределение магнезита (а - вынос, б - привнос). Остальные условные обозначения см. на фиг. 3.



Фиг. 5. Сравнение природного и техногенного окислительного изменения восстановленных песков по скв. 63 и 73 из подзоны природного частичного окисления и по скв. 7к из зоны частичного техногенного окисления зеленовато-серых песков

1 — песчанник на глинисто-карбонатном цементе; 2 — глинистый тонкозернистый песок; 3 — зеленовато-серый песок; 4 — природная лимонитизация; 5 — контур рудного тела; 6 — контур выклинивания зоны пластового окисления; 7 — графики изменения по глубине горизонта типоморфных геохимических свойств природно (а) и техногенно (б) окисленных песков

ных пастах, с переходом от подзоны частичного окисления (0 ... +90 мВ) в рудную зону снижается до -150... -185 мВ. В зеленовато-серых песках кислоторастворимое суммарное Fe составляет 0,032 мас. %, а доля его двухвалентной формы — в среднем 54%.

Изучение песков подзоны частичного окисления в прозрачных шлифах показало, что редкие глинистые катуны и прослойки остаются сероцветными, но по контакту с песком обычна кайма яркой заохренности. Отмечены тонкие светло-желтые оторочки гидроксидов Fe, окружающих обломочные зерна. Пирит вблизи границы выклинивания ЗПО не имеет признаков окисления, но ближе к тыловой границе подзоны частичного окисления он встречается реже, а его реликты окружены красно-оранжевыми гидроксидами Fe. В этом же направлении чаще появляются более яркие по окраске ореолы заохренности вокруг обломочных зерен, гидроксиды железа покрывают пятнами зерна глауконита или скапливаются вокруг них.

В лимонитизированных породах содержание урана составляет 0,0006 — 0,0015 мас. %. По данным f-радиографии, треки четко приурочены к скоплению гидроксидов железа.

Сульфатные минералы в песках горизонта не обнаружены. Отсутствие гипса в породе подтверждается физико-химическими расчетами, из которых следует, что поровые растворы недосыщены по отношению к нему. Их индекс насыщения (IS) [20] в форме простого отношения произведения активных концентраций свободных ионов кальция и сульфата к табличному значению произведения растворимости гипса равен 0,17.

Как видно из приведенных выше данных, природными окислительными процессами с участием кислорода инфильтрационных вод происходит окисление дисульфидов Fe и Fe (II) в алюмосиликатах, однако это не приводит к подкислению подземных вод. Сравнение pH поровых растворов из подзоны частичного окисления (см. фиг. 5) и из зоны восстановленных ураноносных песков (см.

**Химический состав природных вод и техногенных растворов
из кампашского рудоносного горизонта**

Компонент	Природная вода	Продуктивные растворы	
		кислородно-би- карбонатного ПВ	сернокислотного ПВ
SO ₄	800	1290	9710
Cl	630	710	603
HCO ₃	256	510	0
Сумма CO ₂	128	250	0
NO ₃	<6	<6	275
SiO ₂	18	12	114
Na	530	670	440
K	14	14	120
NH ₄	0,6	3,2	188
Mg	80	168	1750
Ca	160	340	520
Sr	1,25	1,70	2,79
Fe(II)	<0,05	<0,05	202
Fe(III)	<0,05	<0,05	279
U	0,04	70	15
Mo	4	1650	38
Cr	320	700	140
Mn	<10	450	25400
Ba	130	250	420
Ti	<100	160	360
Li	90	160	190
Pb	150	120	600
Co	70	90	1200
Zn	60	70	2700
Rb	10	50	400
Re	<10	25	350
Cd	19	20	70
Ag	4	6	40
Th	<5	5	<10
PO ₄	<30	<30	4620
La	<50	<50	600
Ni	45	<50	1120
Cu	16	<20	110
Al	<25	<25	900
V	<20	<20	300
Ce	<20	<20	540
Ga	<10	<10	105
Se	<5	н.д.	146
Sc	<10	<10	188
Y	<10	<10	1040
Cs	<10	<10	16
Be	<1	<1	87
W	<3	<3	<3
As	<1	<1	<10
Sb	<2	<1	<10
Минерализа- ция, г/л	2,5	4,1	17,0
pH	7,4	6,95	3,45
Eh, мВ	315	345	485

Примечание. Содержания SO₄, Cl, HCO₃, суммы CO₂, NO₃, SiO₂, Na, K, NH₄, Mg, Ca, Sr, Fe(II), Fe(III) и U приведены в мг/л, остальных компонентов – в мкг/л.

фиг. 4) показывает, что этот показатель находится в узком диапазоне значений 7,4–7,6.

Исходные, неизменные техногенезом, гидрогеологические условия характеризуются следующими параметрами: глубина залегания уровня подземных вод 46 м; пластовое давление от кровли до подошвы ритма возрастает от 5,3 до 6,7 атм; фильтрация подземных вод в естественном потоке протекает со скоростью несколько метров в год; температура пластовых вод 23°C. Подземные воды по химическому составу сульфатно-хлоридные, кальциево-натриевые (таблица). Они насыщены по отношению к кальциту и доломиту (IS примерно 1), почти насыщены по отношению к магнезиту ($IS = 0,65$) и далеки от равновесия с бруситом ($IS = 7 \cdot 10^{-8}$).

Техногенные окислительные изменения песчаных отложений рудоносного горизонта изучены в пределах опытного полигона, представлявшего собой эксплуатационную ячейку из двух нагнетательных и одной откачной скважин (см. фиг. 2). Ячейка являлась частью эксплуатационного блока, состоявшего из 22 технологических скважин, пробуренных рядами. Освоение рудной залежи велось в течение 4,5 лет: первые 2,5 года растворами бикарбоната аммония (1,5–3 г/л) в смеси с техническим кислородом, в последние два года с использованием только кислорода. Контрольные скважины были пробурены в два этапа – на моменты (3,2 года (45%) и 4,3 года (60%) от начала извлечения урана из недр, в период, когда применялась только кислородная технологическая схема ПВ.

Расчетная концентрация O_2 , определенная по количеству поданных растворов и кислорода в нагнетательные скважины, находилась на уровне 70–320 мг/л. В действительности по результатам полярографического каротажа в наблюдательных скважинах, находящихся вблизи нагнетательных скважин, концентрация растворенного O_2 не превышала 80 мг/л. Кислород поступал в рудоносный горизонт через нагнетательные скважины под давлением, где для повышения его растворимости применялись специальные диспергаторы. Однако из-за относительно медленного растворения в воде газообразного O_2 в горизонт поступал не гомогенный раствор, а гетерофазовая газожидкостная смесь. Это приводило к тому, что вследствие меньшей по сравнению с подземными водами объемной массы она "всплывала" в направлении к кровле горизонта. В результате этого техногенные окислительные процессы наиболее интенсивно прошли под его кровлей, что прежде всего отразилось в проявлении более сильной желтой окраски в исходно зеленовато-серых песках, чем в средней и нижней частях горизонта.

Средняя скорость фильтрации техногенных растворов составляла 0,4 м/сут. На этом гидродинамическом фоне динамика окисления восстановленных зеленовато-серых песков в верхней части ритмопачки характеризовалась следующими параметрами (см. фиг. 3 и 4): перманганатная окисляемость от исходных значений 0,12 снизилась до 0,005 мас. % O_2 ; произошло окисление органического углерода от 0,22–0,56 до 0,001–0,005 мас. %; Eh возрос до +300 мВ, измеренный в герметично упакованных пастах, величина которого хорошо согласуется с данными потенциометрического каротажа; увеличилось содержание кислото-растворимого Fe (III) – значение Fe (III) / Fe (II) достигло 12. С окислением сульфидов и органики связано появление серной и угольной кислот, что сопровождалось снижением pH от 7,4–7,6 (в природных водах) до 6,7–7,2 (в техногенных растворах) и возрастанием концентраций сульфата и гидрокарбоната до 2,4 и 0,9 г/л соответственно. Увеличение агрессивности растворов по отношению к песчаным отложениям приводило к выщелачиванию из них Na и к растворению карбонатных минералов, что сопровождалось повышением концентрации Ca и Mg (см. фиг. 4). Вычисления по программе "Карст" показали, что в области мак-

симального генерирования техногенных растворителей, перенос ряда компонентов происходил в насыщенном или перенасыщенном состоянии. Наряду с фактически установленным разрушением карбонатов под воздействием сернокислых растворов, возникающих при окислении сульфидов, на этих участках горизонта теоретически возможно образование техногенного гипса, а растворение карбонатов возможно с последующим переотложением на нейтрализационном геохимическом барьере при продвижении растворов в область техногенно не окисленных пород. На это указывают графики распределения по глубине горизонта $\ln (IS)$ растворов продуктами диссоциации кальцита, магнезита и гипса (см. фиг. 4).

Массоперенос урана в рассматриваемой системе в области распространения восстановленных сероцветных отложений происходил с переотложением на подвижном восстановительном геохимическом барьере. Параметры этого барьера изучены в сечении, находящемся на расстоянии 14 м от нагнетательной скважины на момент 3,2 года от начала процесса (см. фиг. 3). В этом сечении отмечаются одновременные вынос и накопление урана. Вынос – под кровлей горизонта (максимальная концентрация U достигала 250 мг/л), а привнос – в основной его части. Судя по результатам анализа растворенных газов (O_2 , CO_2 , CH_4 , H_2) восстановителем урана являлся водород. Его содержание по сравнению с природным фоном (0,1–0,2 об. %) было примерно в 2–4 раза выше (0,45 об. %). Возникновение газообразного водорода, по-видимому, имеет смешанную биохимическую и чисто химическую природу. Окклюдированный водород в карбонатных минералах мог высвобождаться при их растворении, а также возникать в результате водородного микробиологического брожения [3]. Окислительно-восстановительный потенциал на этом участке горизонта существенно не отличался от природных значений, повышаясь в направлении к его кровле от –150... –200 до –50 мВ и непосредственно под кровлей до +250 мВ. Перенос урана в рассматриваемых условиях, несмотря на преобладание сульфатных ионов над карбонатными, происходил в форме три- и дикарбонатуранильных комплексов, при этом последние преобладали в слабокислых растворах, а первые – в близонейтральных.

В области максимального концентрирования урана на техногенном восстановительном геохимическом барьере содержание его достигало 0,042 мас. %. Кислородный коэффициент оксидов урана имел значения 2,2–2,3, что значительно ниже его величины в природных оксидах и непосредственно указывает на глубину восстановительных процессов, происходящих в техногенных условиях. Существование такого барьера в геотехнологическом процессе указывает на наличие мощного сдерживающего фактора в извлечении урана из недр. Это одна из причин более медленного протекания процесса ПВ урана при использовании бикарбонатно-кислородной и кислородной технологических схем по сравнению с сернокислотной в аналогичных условиях, но в рудах с $CO_2 < 1\%$.

Полевое описание песчаных пород и изучение их под микроскопом показали, что техногенные окислительные процессы приводят к изменению восстановительных пород, аналогичному описанному выше природному их преобразованию в подзоне частичного окисления.

В целом на основе проведенных литолого-геохимических исследований можно заключить, что техногенный окислительный процесс во многом схож с природным. Как и в природных условиях, на окончании зоны техногенного окисления пород формируется зона накопления урана. Отличие заключается лишь в интенсивности окисления отдельных веществ-восстановителей и в глубине окислительных преобразований (см. фиг. 5). По величине перманганатной окисляемости различия вообще не фиксируются. При этом Eh равновесия с породами на локальных участках превышал природный фон на 200 мВ, в целом

находясь в области более низких значений по сравнению с ним. Наиболее контрастны техногенные изменения содержания $C_{орг}$ в породах, величины pH и концентрации сульфатной серы в поровых растворах.

Как было отмечено выше, в процессе природного окисления пород подкисления пластовых вод не наблюдается (см. фиг. 3 и 5). Это имеет принципиальное значение, так как в последнее время активно обсуждается явление перераспределения моновалентных химических элементов в области перехода от частично окисленных пород к восстановленным. Появились публикации прямо противоположного содержания. В одних из них указывается на существенную роль кислотно-щелочного барьера в накоплении редкоземельных и других групп элементов, пространственно связанного с подвижной окислительно-восстановительной границей [16–18], в других – геохимическая значимость такого барьера подвергается сомнению [9, 10]. В изученных литогеохимических условиях рудоносного горизонта, сложенного морскими глауконит-кварц-полевошпатовыми песками с относительно низким содержанием сульфидов, в случае техногенного окисления, при котором инструментально в натурных условиях установлен эффект подкисления подземных вод на 0,8 единицы pH, становятся подвижными следующие химические элементы (приращение концентраций над природным фоном вычислено по данным, приведенным в таблице) мкг/л: Re 25, Rb 40, Ti 60, Li 70, Ba 120, Cr 380, Mn 440, Sr 450, Mo 1645 и возможно их техногенное перераспределение в этих кислотно-щелочных условиях. Сравнение химического состава природных вод и техногенных растворов (см. таблицу) показывает, что в пределах чувствительности методов химического анализа, не отмечено выноса из пород горизонта Cs, Ni, Cu, Pb, Cd, W, Ag, V, Ga, Be, Al, Sc, La, Ce, Y, P, As и Sb. Многие из этих элементов переходят в жидкую фазу лишь в сернокислых растворах с pH 3,45. Последние данные получены по результатам опробования продуктивных растворов в пределах блока сернокислотного ПВ, проводившегося в пределах этого же рудоносного горизонта.

Сравнительный анализ природных и техногенных окислительных изменений восстановленных песчаных отложений позволяет отметить следующее. В отличие от природных окислительных процессов, характеризующихся медленной динамикой, обусловленной относительно низкими скоростями фильтрации (первые метры, иногда первые десятки метров в год) и градиентами концентрации окислителя ($C_{O_2} < 8$ мг/л [3]), определяющими скорость продвижения окислительно-восстановительной границы в доли метра и первые метры в 1000 лет [4] и продолжительность формирования подзон частичного пластового окисления (от десятков тысяч до первых миллионов лет [2, 3]), техногенная окислительная геохимическая зональность вследствие более высоких гидравлического и концентрационного градиентов формируется в значительно более короткие промежутки времени. При скорости фильтрации 150 м/год и концентрации O_2 около 80 мг/л скорость продвижения границы выклинивания зоны техногенного окисления оценена в 4 м/год, что приблизительно на четыре математических порядка выше скорости продвижения природной окислительно-восстановительной границы на месторождениях рассматриваемого генетического типа.

Список литературы

1. Акинфеев Н.Н. Алгоритм расчета гетерогенных равновесий для микро-ЭВМ // Геохимия. 1986. № 6. С. 882–890.
2. Белый В.М. Динамика перераспределения серы и ее изотопов на движущейся окислительно-восстановительной границе // Геохимия. 1989. № 11. С. 1554–1574.
3. Гидрогенные месторождения урана / Под ред. А.И. Перельмана. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.

4. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1975. 280 с.
5. Жданов Н.Н. Потенциометрический зонд // Технические средства и методы исследования Мирового океана (тез. докл. Всесоюзной школы). М.: 1987. 5 с.
6. Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Комарова Г.В. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осадочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 5–11.
7. Лисицин А.К., Зеленова О.И., Солодов И.Н. и др. Геохимические особенности рудных залежей на окончании зон пластового окисления терригенных сероцветных пород // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 1. С. 49–61.
8. Лисицин А.К., Киреев А.М., Солодов И.Н. и др. Использование керна скважин для детального изучения состава и свойств подземных водных растворов // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 3. С. 74–87.
9. Лисицин А.К., Зиченков Л.Ч., Солодов И.Н. О геохимически и геотехнологически сопутствующих химических элементах в пластовых инфильтрационных урановых месторождениях // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 108–119.
10. Лисицин А.К., Зиченков Л.Ч., Солодов И.Н. Возможный новый тип геотехнологического сырья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 5. С. 1215–1220.
11. Методы геохимического моделирования и прогнозирования в гидрогеологии / Под ред. Крайнова С.Р. М.: Недра, 1988. 254 с.
12. Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах / Под ред. Белевцева Я.Н. и Данчева В.И. М.: Недра, 1985. 323 с.
13. Расулова С.Д., Яшунский Ю.В., Шмариович Е.М. и др. Окраска пластово-окисленных пород и ее поисковое значение // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 6. С. 113–124.
14. Рафальский Р.П. Кинетические особенности реакций между минералами и водным раствором при повышенных температурах // Геол. журн. 1983. Т. 43. № 2. С. 20–29.
15. Шмариович Е.М., Голубев В.С. Поведение железа в процессе пластово-инфильтрационного уранового рудообразования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 3. С. 85–95.
16. Шмариович Е.М., Натальченко Б.И., Бровин К.Г. Условия формирования комплексного пластово-инфильтрационного оруденения // Сов. геология. 1988. № 8. С. 23–31.
17. Шмариович Е.М., Полупанова Л.И., Натальченко Б.И. и др. Поведение скандия в пластово-инфильтрационном рудообразующем процессе // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 1. С. 83–92.
18. Шмариович Е.М., Васильева Е.Г., Яшунский Ю.В. и др. Эффект снижения pH среды при пластовом окислении пиритовых пород и его рудообразующее значение // Сов. геология. 1991. № 4. С. 29–36.
19. Экзогенные эпигенетические месторождения урана / Под ред. Перельмана А.И. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
20. Barns J., Clarke F.E. Chemical properties of ground water and their encrustation effects on wells // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1968. 498-D. 58 p.
21. Goddard J.B., Borsnahan D.R. Rate of consumption of dissolved oxygen during ammonium carbonate in situ leaching of uranium // Mining Eng. 1982. V. 34. N 11. P. 1589–1598.
22. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. A software package for calculating the Standart molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species and reaktions from 1 to 5000 bars and 0 to 1000°C. 1992. Suport 95. 185 p.
23. Hiskey J.B. Kinetics of uranium dioxide dissolution in ammonium carbonate // Trans. Inst. Mining and Met. 1979. V. 88. P. 145–152.
24. Langmuir D.(L.) Uranium solution-mineralequilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. V. 42. P. 547–569.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва

Поступила в редакцию
10.III 1993

УДК 552.51:551.7.022:551.79

© 1993 г. Свиточ А.А., Воскресенская Т.Н.

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОССИЙСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЯ

Рассмотрены особенности пространственного распределения, строение и состав четвертичных осадков российского побережья Каспия. Подчеркнуто исключительное разнообразие их фациального состава, широкое развитие осадков смешанного и сложного генезиса. Отмечено наличие специфических фаций, не имеющих явных аналогов (шоколадные глины, бугровая толща, современные осадки обширных мелководий с гигрофитной растительностью). Показано, что различные фации образуют по разрезу и площади определенные фациальные ряды, отражающие смену режима осадконакопления в латеральной и временной последовательности.

Непрекращающийся подъем уровня Каспийского моря за последнее десятилетие вызвал существенные изменения облика его побережий. Произошло смещение береговой линии в глубь территории, достигшее в низменных районах Калмыкии до 10 км и более, повлекшее перестройку ее конфигурации, динамики береговых процессов, прибрежных ландшафтов. Глубина преобразований облика побережий во многом зависит от состава слагающих его пород. Побережье Каспия в пределах Российской Федерации сложено почти исключительно рыхлыми четвертичными отложениями, разнообразными по происхождению и литологическому составу (глины, илы, алевриты, суглинки, супеси, пески, галечники). Отложения характеризуются различной степенью диагенетических преобразований (от полужидких дисперсных грунтов в дельте Волги и на дне Каспия до плотно литифицированных верхнехазарских детритусовых известняков и конгломератов), но в целом преобладают слабоизмененные рыхлые разновидности пород.

Литологические особенности и фации четвертичных отложений Каспийского побережья изучены недостаточно и неравномерно. Наряду с обстоятельными работами по волжской дельте [5], донным осадкам Северного Каспия [10], отдельным тематическим исследованиям [1, 8, 9] обширные участки побережья Калмыкии литологически почти не изучены и нуждаются в дополнительных исследованиях.

В возрастном отношении среди новейших отложений побережья выделяются все подразделения четвертичной системы (нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые и голоценовые). По происхождению среди осадков преобладают морские образования, значительную часть также составляют и разнообразные наземно-водные отложения (аллювиальные, озерные, лагунные). Из сугубо континентальных распространены осадки золотого происхождения, локально отмечаются делювиальные и пролювиальные образования. Положение территории в зоне постоянной миграции границы суша-море и наличие на побережье устьев крупных рек (Волги, Терека, Сулака и др.) предопределили широкое развитие осадков смешанного и сложного генезиса: аллювиально-морских (дельтовых),

озерно-морских (лиманно-лагунных, култучных), озерно-аллювиальных (ильменных), состоящих из множества фаций, по латерали и разрезу сменяющих друг друга.

Разнообразие фациального состава, свойственное современным осадкам, в ископаемом состоянии прослеживается далеко не столь отчетливо и обычно в более общих генетических категориях.

Среди морских образований выделяются осадки бакинской, хазарской, хвалынской, новокаспийской трансгрессий, а также современные грунты Каспия.

Бакинские отложения вблизи волжской дельты, вскрытые скважинами, представлены различными фациями мелководной сублиторали (серыми, зеленовато-серыми, плотными, слоистыми глинами, иногда с прослоями мелкозернистых песков, мощностью до 10 м и более). Вверх по долине Волги бакинские отложения относятся к осадкам приглубого волжского эстуария; они вскрываются в основании естественных разрезов Черный Яр, Баскунчак и состоят из плотных алевроитов, иногда илистых темно-серых глин с прослоями мелкозернистых песков. Минералогические спектры терригенной составляющей бакинских осадков характеризуются в легкой фракции преобладанием кварца (до 60–70%); полевые шпаты составляют до 10–18%, присутствуют также обломки пород. В тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидота и ильменит, содержание которых достигает 30%; высоко (до 18%) содержание граната, постоянно присутствуют турмалин, ставролит, сфен, роговая обманка, дистен, несколько реже и в меньших количествах отмечаются рутил, апатит, циркон, лейкоксен, глауконит. В некоторых, особенно тонкодисперсных прослоях, значительная роль принадлежит новообразованным минералам. Так, по данным Н.В. Ренгартен [8], в тяжелой фракции аутигенные сульфиды железа могут слагать до 95%, в легкой фракции глинистые агрегаты – до 80%. Глинистое вещество осадков состоит из смешанослойного компонента монтмориллонит-гидрослюд, гидрослюд, каолинита, хлорит-вермикулита.

В предгорном Лагестане бакинские отложения относятся к очень динамичным мелководным образованиям; слагают они высокую (до 200 м) морскую террасу, состоят из детритусовых песков, конгломератов, реже песчанистых глин и содержат обильную фауну солоноватоводных дидакт; мощность их 8–10 м. В Терско-Сулакской низменности мощности осадков возрастают до 150 м, а сложены они светло-серыми известковистыми песчаниками, переходящими в песчанистые глины.

Хазарские морские отложения в пределах дельты Волги и Калмыкии также известны лишь по материалам бурения и отражают спокойную обстановку осадконакопления. По составу это глины и суглинки, плотные, содержащие прослои тонкозернистых песков, охарактеризованные ископаемыми комплексами морских моллюсков. В тонких фациях хазарских осадков содержащие фракции 1,0–0,1 мм составляет 0,2–3,5%, 0,10–0,05 мм – 7,6–69,8%, 0,05–0,01 мм – 2,9–52,0%, менее 0,01 мм – 7,4–58,8% [5]. В основной части разреза в окраске пород преобладают серые тона, местами с голубоватыми либо коричневатыми оттенками. В нижней части разреза иногда отмечаются супеси с ракушей, окрашенной в синий цвет (вивианит?). В верхних горизонтах содержание раковинного материала сокращается, в окраске преобладают коричневатые-серые тона, отмечаются включения кристалликов гипса, а в самом верху – многочисленные ржавые пятна и полосы, придающие породе пестрый вид.

На Нижней Волге вскрывающиеся в разрезах хазарские осадки характеризуют более динамичные условия формирования, характерные для морских мелководных с близким расположением речных устьев. В основании они обычно песчаные, в средней части представлены пачкой серых алевроитов с прослоями

песка, сверху снова преобладают пески серовато-желтые тонкозернистые, с редкими прослоями и линзами глин. По минеральному составу они сходны с бакинскими, существенно кварцевые (до 75%), с преобладанием эпидота, ильменита, граната и примесью роговой обманки, циркона, дистена, турмалина, ставролита в составе тяжелой фракции; из аутигенных минералов отмечаются лимонит, барит, пирит.

В предгорном Дагестане типичные фации хазарских отложений отражают динамичную обстановку осадконакопления, это конгломераты с карбонатным цементом, с прослоями детритусовых известняков, пестроокрашенных песчаных глин. В Терско-Сулакской низменности осадки характеризуются песчано-глинистым составом и повышенными мощностями, достигающими 150 м и более.

В целом отложения хазарского моря относительно тонкие, однако по сравнению с бакинскими содержат больше песчаного материала.

Нижнехвалынские морские образования в Прикаспии развиты исключительно широко. В дельте Волги и в Калмыкии они обычно перекрыты чехлом более молодых образований, но в ряде случаев выходят на поверхность (в районах "Черных земель" – в дефляционных котловинах, в дельте Волги – в основании боровеких бугров, подрезанных эрозией). Несколько севернее, в пределах положительных абсолютных отметок поверхности, они слагают морскую террасу по обоим волжским берегам; представлены толщей переслаивающихся песков и глин мощностью до 20 м и более. В основании хвалынских осадков лежат желто-бурые, тонкозернистые пески, иногда с базальным горизонтом из глинистых окатышей. По минеральному составу пески существенно кварцевые (кварца до 87%, полевых шпатов до 20%), в тяжелой фракции группа магнетита – ильменита составляет до 35%, эпидота – до 45%, роговая обманка – до 30%, гранат – до 11, циркон – до 8, дистен – до 5%; отмечены также глауконит, турмалин, апатит [1].

Типичной фацией нижнехвалынских отложений, чрезвычайно характерной для Прикаспия, являются шоколадные глины. Составляя значительную часть разреза раннехвалынских осадков, они имеют четкую возрастную приуроченность, являясь прекрасным стратиграфическим репером. Пространственно они также строго локализованы, залегают в понижениях дна древнего волжского эстуария на абс. отметках от +35 до –20 м. Поскольку происхождение глин в значительной мере дискуссионно, остановимся на их литологической характеристике подробнее.

Глины имеют светло- или темно-коричневую (шоколадную) окраску, с розоватым или сероватым оттенком. По механическому составу это высокодисперсные, наиболее тонкоотмученные из всех встречающихся в Прикаспии осадков: частицы менее 0,01 мм составляют 50–65% (а по некоторым данным, до 87%), частицы 0,05–0,1 мм – 20–35%; 0,1–0,5 мм – 5–25% [5]. Среди тонкодисперсных минералов отмечаются каолинит, монтмориллонит, иллит, гидрослюда. Глинистое вещество пропитано гидроксидами железа, валовое содержание которого составляет 2,95–6,14%. В составе легкорастворимых солей присутствуют карбонаты, хлориды и сульфаты. Содержания карбонатов в глинистых фациях достигают 7,58%. Хлориды рассеяны в породе и не образуют заметных выделений. Гипс часто встречается в виде мелких кристалликов и друз. Слоистая текстура глин подчеркивается различными тонами окраски, наличием тонких прослоев светло-желтого алевролита и песка, часто содержащих фауну морских моллюсков. Состав моллюсков разнообразный, характерный для разных стадий развития раннехвалынской трансгрессии. Это, а также различное гипсометрическое положение шоколадных глин не позволяют согласиться с мнением об их образовании в самостоятельном хвалынском море [2, 3]. Накопление глин осуществля-

лось в разные интервалы раннехвалынской трансгрессии. Необходимым условием их образования было обильное поступление с суши тонких, обогащенных железом частиц, осаждавшихся ниже линии ила в приглубых участках морского бассейна, располагавшегося в пределах древнего волжского эстуария. Слоистая текстура глин, вероятно, имеет разное происхождение (ленточная слоистость сезонного типа; обогащение песчаными частицами при прорывах речных струй в морской бассейн и т.д.).

Нижнехвалынские морские пески с гравием и галькой, реже коричневатые супеси и суглинки, отражающие условия динамичной сублиторали, слагают в пределах Лагестана аккумулятивный чехол террас с абс. отметками 50–60 м. В районе Дербента преобладают глинистые пески с галькой и ракушей, в основании сильнокарбонатные, залегающие на абрадированной поверхности хазарских и дочетвертичных образований. В районе г. Махачкала среди хвалынских отложений развиты пестроокрашенные глины и разнозернистые пески, а также известковистые песчаники и конгломераты. В Терско-Сулакской низменности преобладают глины с прослоями мелкозернистых серых песков, реже галечников; суммарная мощность отложений превышает 150 м.

Верхнехвалынские морские отложения (в отличие от нижнехвалынских) более песчаные мелководные по происхождению. Среди песков, развитых по обеим сторонам волжской дельты и в Калмыкии, преобладают тонко- и мелкозернистые пылеватые разности с содержанием фракций 0,5–0,25 мм – 1,3%; 0,25–0,1 мм – 78,98%; 0,1–0,05 мм – 17,68%; 0,05–0,01 мм – 1,1% [8]. Если для нижнехвалынских образований специфическими фациями являются шоколадные глины, то для верхнехвалынских это отложения, слагающие верхнюю часть бугров *Бэра-бугровая толща*. Эти отложения распространены в районе "врезанных дельт" и приурочены во времени к одной из заключительных стадий позднехвалынской трансгрессии. Основная часть бугров Бэра (цоколь их обычно образован нижнехвалынскими глинами) сложена глинистыми песками, супесями, легкими суглинками (желтовато-коричневыми с красноватыми, палевыми, розоватыми оттенками) мощностью до 22 м. В основании толщи отмечаются косослоистые мелкозернистые пески, маломощные (0,2–2,0 м), с высоким (до 90%) содержанием фракции 0,10–0,05 мм. Основная часть бугровой толщи представляет собой пачку песков и супесей с разнообразным характером слоистости (горизонтальной, косой, диагональной, линзовидной). Частицы песчаной размерности часто представляют собой глинистые окатыши либо разрушенные пластинки шоколадных глин – плотные водоустойчивые агрегаты. В механическом составе бугровой толщи на территории волжской дельты господствует (>50%) фракция 0,10–0,05 мм, а фракции 0,05–0,01 мм и менее 0,01 мм присутствуют в примерно равных (около 20%) количествах. Обильно содержание легкорастворимых солей. Хлориды пропитывают породу почти без локальных выделений. Сульфаты в виде гипса образуют гнезда, прожилки. Карбонаты присутствуют в виде конкреций и пятен, тонкодисперсных примесей, придающих породе белесый оттенок. Отложения неравномерно уплотнены, причем высокая плотность сложения связана с высокой карбонатностью осадков. В верхнем горизонте бугровой толщи преобладают супеси, реже – глинистые или пылеватые пески с высоким содержанием фракции 0,10–0,05 мм.

Особенности состава, строения и положения бугровой толщи не позволяют объяснить ее накопление действием одного какого-либо фактора (золотого, морского или аллювиального), как это предполагается некоторыми исследователями [3, 4]. Скорее всего это сложное генетическое образование, в формировании которого наряду с морскими процессами принимали участие также золотые и эрозионные процессы. Вначале аккумуляция толщи осуществлялась на обширных мелководных регрессирующего позднехвалынского моря, где на поднятиях

рельефа накапливались эолово-морские осадки, облекая неровности дна в виде холмов. По мере спада уровня моря при наличии постоянных сильных ветров действовали сгонно-нагонные явления с течениями, ориентированными по направлению господствующих ветров; кроме того, проявлялось воздействие эрозионного фактора. В этих условиях образовывалась верхняя часть толщи с повышенными углами наклона слоев. Возможно, одним из условий образования бэровских бугров и слагающих их осадков явилось определенное сочетание углов схождения между направлениями многочисленных протоков древне-волжской дельты и нагонами моря, определяемое положением древней береговой линии Каспия. Следует отметить, что условия осадконакопления, существовавшие в конце позднехвалынской трансгрессии, в истории Каспия не повторялись.

Верхнехвалыньские морские осадки в Дагестане слагают прибрежные террасы на отметках от 0 до -20 м абс. высоты и представлены исключительно мелководными фациями – песками с галькой и гравием, реже супесями и суглинками. Севернее, в районе Кизлярского залива, позднехвалыньские осадки сложены темно-серыми и бурыми суглинками, накапливавшимися в опресненном заливе, устье которого открывалось к северо-востоку, а терригенный материал поставлялся реками Терек и Кума.

Хвалыньские отложения известны и на две Каспийского моря; в его северной части это тонкие серовато-коричневые илы, глинистые, слабокарбонатные.

Новокаспийские морские осадки преимущественно развиты вдоль северо-западного побережья Каспия до дельты Волги, где они протягиваются полосой шириной до 40 км, глубоко проникая по межбугровым понижениям на запад и северо-запад и представлены мелководными песками серыми тонкозернистыми, в различной степени глинистыми, иногда с прослоями супесей и суглинков, с бурыми пятнами оксидов железа.

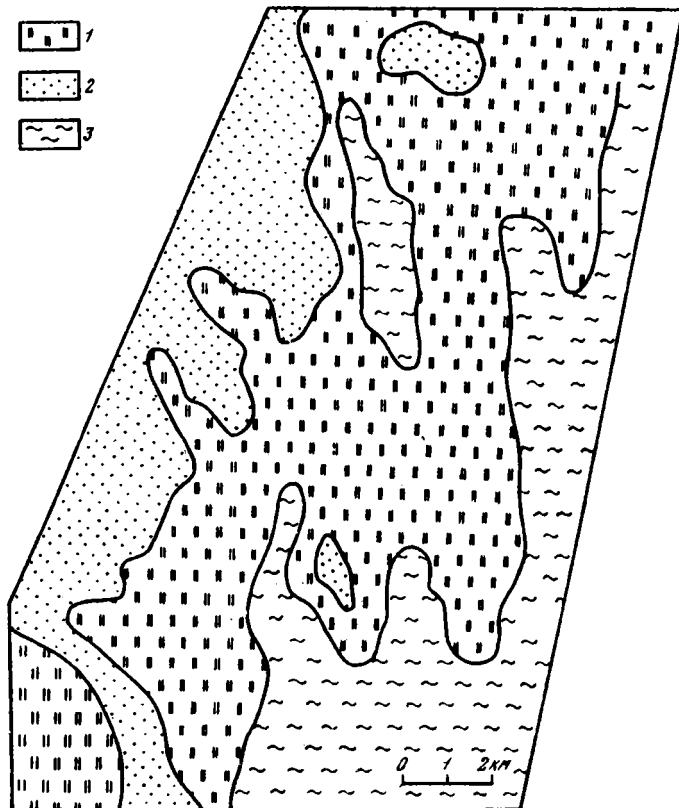
В Терско-Сулакской низменности мощность новокаспийских песчаных илов с линзами ракушняка достигает 50 м.

На побережье Дагестана от г. Сулака до г. Самура новокаспийские разнотеррасные пески, ракушняковые, с галькой и гравием слагают самые низкие морские террасы и относятся к динамичным фациям мелководья и пляжа. Серые и зеленовато-серые пески с ракушей слагают и приглубые части дагестанского шельфа.

В составе современных морских осадков Северного Каспия преобладают пески, алевроиты, глинистые илы, ракушники. Основным источником поступления материала – выносы р. Волги, поставляющей около 12,5 млн. т. наносов в год; из них на долю влекомых наносов приходится 5–10% твердого стока, а остальное – на взвешенный материал [7].

В придельтовых пространствах Волги широко распространены мелкозернистые пески, в которых фракция 0,10–0,05 мм составляет 27–40%, фракция 1,0–0,1 мм – 55–70%, и пылеватые пески, в которых фракция 0,10–0,05 мм преобладает (55–70%).

Преимущественно песчаные осадки слагают и центральную часть акватории Северного Каспия [10]. Обширные поля крупных алевроитов развиты в Кизлярском заливе, терригенный материал который поступает за счет выносов рек Кумы и Терека. В приустьевых участках Волги и Терека распространены и мелкоалевритовые илы, среди которых отмечаются пятна глинистых илов, насыщенных раковинным материалом. Обширные мелководные банки образованы ракушечниками, состоящими из раковин как каспийских аборигенов (дидакт, монодакт, дрейссен), так и иммигрантов (церастодерм, митилиастр, абр.) При этом состав ракушечников во многом определяется биологической продуктивностью донной фауны и, прежде всего, двусторчатых моллюсков.



Характер развития фации мелководий с обильной гигрофитной растительностью на низменном побережье Калмыкии (район г. Лагани)

1 — площадь распространения гигрофитной растительности;
2 — суша; 3 — море

В целом, несмотря на довольно разнообразный литологический состав современных и древнекаспийских морских осадков, все же улавливается определенная тенденция изменения их состава по разрезу, характеризующая смену обстановок осадконакопления. Среди бакинских отложений преобладают алевритово-глинистые и илистые фации спокойных условий формирования, среди хазарских — более разнообразные по происхождению песчано-алевритово-глинистые; для нижнехвалынских типичны глинистые фации заполненного водой волжского эстуария, для верхнехвалынских и новокаспийских — песчаные, мелководные.

Для открытых низменных побережий, широкой полосой протягивающихся вдоль северного и северо-западного Каспия, характерны специфические фации осадков, связанных с обильным развитием гигрофитной растительности и воздействием продолжительных нагонов.

Фация мелководной с гигрофитной растительностью приурочена к прибрежной зоне моря, занятой густыми зарослями тростника (*Phragmites communis*), рогаза (*Typha angustifolia*), реке — сусака (*Butomus umbellatus*), ежеголовника (*Sparganium remosum*), нимфейника (*Nymphaea candida*) (рисунок). При отсутствии активной динамики среды, а застойных условиях, и обилии отмершей растительной органики, а также ограниченном поступлении исключительно

тонкого взвешенного материала формируются существенно органогенные образования, состоящие из растительных остатков, в различной степени разложившихся, и небольшой примеси песчано-илистого терригенного материала, окрашенного в темно-серые и сизовато-серые тона.

Столь же характерной и специфичной для низменных побережий северного и северо-западного Каспия является фация осадков, связанных с воздействием продолжительных нагонов. Во время задержки нагона и спада воды накапливаются маломощные слойки алеврита и ила, выпавшие из взвеси, и песчаные частицы, влекомые по дну. Состав отложений обычно близок к подстилающим породам и в разрезах практически не выделяется.

Фация аванделты приурочена к фронтальной части волжской дельты, по мере накопления осадков выдвигающейся в сторону моря. Основными факторами образования осадков являются речные течения и специфическая динамика дельты, осуществляющиеся в условиях своеобразного рельефа, малых глубин, способствующих интенсивному газовому обмену. Среди осадков преобладают пылеватые, иногда глинистые пески, реже крупные алевриты; характерно присутствие вкраплений вивинита, раковин солоновато- и пресноводных моллюсков, реже – растительные остатки. Пески приурочены к наиболее проточным местам, они хорошо сортированы (иногда содержание фракции 1,0–0,1 мм достигает 90%). Выделяются также разности с высоким (до 83–95%) содержанием фракции 0,10–0,05 либо с примерно равным содержанием фракций 0,10–0,05 и 1,0–0,1 мм [5]. В глинистом песке повышается (до 7%) содержание фракции менее 0,01 мм. Характерна тонкая слоистость, связанная с сезонностью процессов аккумуляции (половодье-межень).

Вдоль современного берега и участками вдоль древних береговых линий развиты отложения фаций лиманов и лагун. От смежных с ними осадков пляжа, кос и пересыпей они отлачаются более тонким песчано-илистым составом и присутствием смешанного пресноводно-солончатководного комплекса моллюсков. В ископаемом состоянии эти фации являются одним из главных диагностирующих признаков положения древних береговых линий Каспия.

Близкий литологический состав имеют осадки фаций озер и разливов, приуроченных к многочисленным понижениям в глубине низменного побережья Каспия. Они более карбонатны, не содержат древнекаспийских моллюсков, иногда слабо переобработаны почвенными процессами.

Реже встречаются фации соров и солончаков, связанных с бессточными котловинами. Это маломощные двухслойные осадки, сверху состоящие из слоя рапы (соли) и ниже – из полужидкого темно-сизого, засоленного песчанистого ила. Хемогенные осадки представлены поваренной солью NaCl , эпсомитом $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, астраханитом $\text{MgSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, мираболитом $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

В дельте Волги, западных и восточных подступных ильменях широко развита специфическая фация ильменно-култучных осадков. Аккумуляция их осуществляется в условиях полузамкнутых заливов, заключенных между участками суши и открытых в сторону моря (култуки), либо замкнутых, отшнурованных от моря водоемах (ильмени). Обычно это межбугровые пространства, куда материал поступает со склонов бугров и периодически из моря или речных проток. В целом это фации мелководий, ограниченного поступления терригенного материала и спокойного осадконакопления. По составу это глины, илы, суглинки, в разной степени опесчаненные, темно-серые, с сизоватыми или зеленоватыми оттенками, с комковатой структурой, с большим количеством перегнивших растительных остатков, раковинами пресноводных моллюсков, вкраплениями карбонатов, хлоридов и сульфатов. Для механического состава характерно ничтожно малое содержание фракции 0,1 мм; фракции 0,10–0,05, 0,05–0,01 и менее 0,01 мм присутствуют в примерно равных количествах, фракция более 1,0 мм

вообще отсутствует [5]. В осадках мелководных ильменей фракция менее 0,01 мм иногда составляет более 50%.

Дельтовые и аллювиальные отложения наряду с морскими довольно широко распространены в пределах каспийского побережья. Дельтовые отложения Волги представлены преимущественно тонкозернистыми песками; среди них выделяются фации проток, слабопроточных и периодически проточных водоемов, постепенно переходящие друг в друга. В минеральном составе дельтовых отложений в легкой фракции преобладает кварц (до 60–70%), полевые шпаты составляют 13–23%. В составе тяжелой фракции ведущую роль играют минералы группы эпидота (ср. 26%, пределы колебаний 10–49%), черные рудные минералы (ср. 26%, пределы колебаний 10–48%); в значительных количествах присутствуют роговая обманка (ср. 14%), гранат (ср. 7%), а также циркон, мусковит; отмечаются также анатаз, ставролит, сфен, турмалин, тремолит, диопсид, оксиды железа, биотит. Аутигенные минералы представлены глауконитом, баритом, целестином, содержание которых обычно достигает 2%.

Дельтовые осадки рек Терек и Сулак более дифференцированы по составу: от иловатых слоистых опесчаненных глин с включениями растительных остатков, отлагавшихся в брошенных рукавах, старицах до песков и гравийно-галечных накоплений, слагающих косы, валы. По минеральному составу они существенно отличаются от волжских осадков. Для выносов Терека характерны повышенное содержание пироксенов (10–30%), роговой обманки (10–30%), хлорита (10–30%) и небольшое количество устойчивых минералов (ильменита, граната, турмалина, ставролита); для выносов Сулака – высокое содержание оксидов железа (до 60–70%), обломков слюдистых сланцев (10–30%), хлорита (10–30%) и присутствие единичных зерен гиперстена, роговой обманки, биотита, эпидота [6].

Собственно аллювиальные образования состоят из комплекса фаций: тонких пойменных осадков, илистых песков стариц и затонов, песков, слагающих прирусловые валы, русла, косы. Аллювий Волги отличается сравнительно тонким механическим составом – это преимущественно тонко- и мелкозернистые пески, супеси, суглинки, реже глины. Русловые фации в низовьях обычно сложены пылеватыми песками, хорошо сортированными, с содержанием фракции крупного алеврита до 96%, серыми, промытыми, с редкими растительными остатками. Пойменные (полюйные) осадки, слагающие значительные заливные участки, отличаются характерной слоистостью: тонкие слои глины серой, опесчаненной, слюдистой, иловатой, с ржавыми пятнами и песка буровато-серого слюдистого, обычно с черными сажистыми включениями растительных остатков.

В Терско-Сулакской низменности различные фации аллювия более контрастны по составу: от иловатых глин и супесей до песков разнозернистых с галькой и валунами. В аллювии предгорного Дагестана широко представлены грубые галечники, конгломераты с известково-песчаным цементом.

Фация золых песков довольно широко развита в пределах позднехвалынской равнины, древних дельт, на открытых участках пляжей. В частности, на Аграханском полуострове золотые отложения протягиваются полосой шириной до 7 км и слагают дюны высотой до 5 м. Разнообразные формы рельефа (массивы, бугры, гряды, золотые отложения) характеризуются довольно однородным механическим составом – тонкозернистые пески, реже мелко- и среднезернистые, желтовато-бурые, диагонально- и косослоистые, с включением детрита раковин моллюсков. Закрепленные растительным покровом грядовые пески обычно пылеватые, слабо затронутые пустынным почвообразованием.

Склоновые и пролювиальные отложения на каспийском побережье распространены весьма ограниченно. Пролувиальные фации на дагестанском отрезке побережья характеризуются грубым гравийно-галечным составом. Делювиаль-

Фации и фациальные ряды новейших отложений российского побережья Каспия

Фации и фациальные ряды		Район		
		Дагес- тан	Калмы- кия	дельта Волги
Нормаль- ные	Длин- ные	Морского мелководья – авандельты – дельты – речной долины		+
		Морского мелководья – гигрофитной растительности – лагуны – пляжа		+
		Шельфа – пляжа – лагуны		0
		Шельфа – дельты – долины		0
Корот- кие		Аллювия – ильмена		0 0
		Морского мелководья – култука		0 0
		Озерная – соровая		+
		Элювия – делювия		+
		Шоколадных глин – морского мелководья		0 0
		Бугровая толща – морского мелководья		0 0
Сме- шан- ные		Пляжа – делювия – элювия		+
		Пляжа – золотые		0
		Аллювий – золотые		0
		Морского мелководья – золотые		+ +

Примечание. Знак плюс соответствует современным фациям, ноль – ископаемым.

ные фации обычно слабо сортированы, супесчано-суглинистые, либо песчанис-
тые с включениями обломков материнских пород.

Различные фации новейших отложений побережья и морского дна образуют
по разрезу и площади определенные фациальные ряды, отражающие смену
режима осадконакопления в латеральной и временной последовательности
(таблица). По характеру набора фаций и условиям их сочленения ряды могут
быть нормальными и смешанными. Первые состоят из фаций, сменяющих друг друга в
естественной последовательности, без заметных интервалов осадконакопления;
вторые – из отложений, резко различных по условиям накопления, разделен-
ных горизонтами размыва и перерыва.

Нормальные фациальные ряды могут быть "длинными" и "короткими".
Длинные фациальные ряды представлены близкими фациями, отражающими
режим осадконакопления большой латеральной протяженности. Сюда прежде
всего следует отнести следующие сочетания фаций: морского мелководья –
авандельты – дельты – аллювия; морского мелководья – гигрофитной расти-

тельности – лагун – пляжа. "Короткими" нормальными рядами являются фации: аллювиальная – култучная (ильменная); морская – култучная (ильменная); озерная – соровая; элювиальная – делювиальная.

Смешанные фациальные ряды состоят как из "чуждых", так и из "родственных" фаций, обязательно разделенных следами перерыва. Так, например, сочетание фаций: морской пляж – делювиальный шлейф – элювий; морской пляж – золотые пески.

Для разных районов каспийского побережья характерны свои фациальные ряды. Для Дагестана – это сочетание фаций: шельфа – пляжа – лагуны; шельфа дельты – долины; элювия – делювия; пляжа золотых осадков. Для Калмыкии характерны фациальные ряды: морского мелководья – гигрофитной растительности лагуны – пляжа; аллювия – ильменя; морского мелководья – култука; бугровая толща – морского мелководья; морские осадки – золотые отложения.

В дельте Волги встречаются следующие сочетания фаций: морского мелководья – авандельты – дельты – речной долины; аллювия – култучная (ильменная); морского мелководья – култучная (ильменная) и т.д.

Установленные сочетания фаций (фациальные ряды) в ископаемом состоянии позволяют достаточно определенно реконструировать во временной последовательности смену условий осадконакопления, а также прогнозировать возможные смены режимов осадконакопления при постоянно меняющемся уровне Каспийского моря. Так, продолжение подъема уровня каспийских вод до отметки – 20 м абс. высоты может привести на отдаленных низменных побережьях к миграции в сторону суши фациального ряда: мелководье – гигрофитная растительность – лагуна – пляж, а в районе баэровских бугров – ряда мелководье – лагуна (култук, ильмень).

* * *

Итак, для новейших отложений каспийского побережья России характерно разнообразие литологического состава с преобладанием по площади и разрезу осадков песчаных фракций. Среди бакинских, хазарских и раннехвалынских отложений Калмыкии и Нижней Волги широко представлены глины, илы и алевроиты; вверх по разрезу они сменяются песками позднехвалынских и новокаспийской трансгрессий. Обратная картина наблюдается на побережье Дагестана, где морские бакинских и хазарские отложения высоких террас грубее хвалынских и новокаспийских преимущественно песчаных отложений.

Разнообразен и фациальный состав отложений, причем резко преобладают водные (морские) образования. По разрезу и латеральной протяженности фации составляют фациальные ряды, указывающие на определенную последовательность и закономерность накопления осадков. Среди осадков имеются образования, не имеющие фациальных аналогов ни среди ископаемых, ни среди современных фаций. Таковыми являются фации шоколадных глин, развитых в понижениях раннехвалынского эстуария Волги, и позднехвалынская бугровая толща, слагающая бугры Бэра. В ископаемом состоянии не известны аналоги современных культурно-ильменных фаций, а также фаций мелководий с обильной гигрофитной растительностью.

В крупных чертах по площади и разрезу намечаются этапность и зональность накопления новейших отложений российского побережья Каспия, обусловленная особенностями геолого-геоморфологического положения и палеогеографического развития. По характеру литолого-минерального состава выделяются обширные районы Предгорного и Низменного Дагестана, Калмыкии, дельты Волги, акватории Каспия.

Во временной последовательности для каждой древнекаспийской трансгрес-

сии отмечаются специфические особенности осадконакопления. Бакинские и хазарские отложения наиболее дифференцированы по площади. Для хвалынских отложений характерны шоколадные глины и бугровая толща. Среди новокаспийских осадков на всех побережьях преобладают песчаные фации. В современных осадках Каспия особо выделяются существенно ракушняковые органогенно-терригенные образования удаленных от берега участков дна, а на низменных побережьях — обширные площади морских мелководий, занятых гигрофитной растительностью и содержащих огромные запасы первичного органического вещества — потенциального источника формирования нефтематеринских пород.

Список литературы

1. Батулин В.П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л. Тр. Ин-та горючих ископаемых АН СССР. 1947. 239 с.
2. Брицына М.П. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые особенности палеогеографии Северного Прикаспия // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 12. 1954. С. 5—27.
3. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 49. 1961. 127 с.
4. Волков И.А. К вопросу о происхождении бэровских бугров междуречья Волги и Урала // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1953. Вып. 16. С. 74—89.
5. Геология дельты Волги / Под ред. Кленовой М.В. Тр. Гос. океанограф. ин-та. Вып. 18. 1951. 395 с.
6. Добрынина Т.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О происхождении Аграханского полуострова // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 50—60.
7. Залогин Б.С., Родионов Н.А. Устьевые области рек СССР. М.: Мысль, 1969. 311 с.
8. Ренгарген Н.В., Васильев Ю.М. Состав и условия образования новейших отложений Нижней Волги // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 54—75.
9. Саркисян С.Г. Минералогические исследования донных отложений Каспийского моря // Тр. Ин-та нефти АН СССР. 1949. № 1. С. 21—28.
10. Хрусталева Ю.П. Закономерности современного осадкообразования в Северном Каспии. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1978. 207 с.

Московский государственный
университет

Поступила в редакцию
12.XI.1992

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.32.04(574)

© 1993 г. Кузнецов И.И., Мамченко Е.Г., Горяев С.М.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПАЛЕОЗОЙСКИХ РУД МАРГАНЦА
НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

На территории Казахстана известно более 300 месторождений и проявлений марганцевых, железо-марганцевых и марганцовистых железных руд, приуроченных к породам от нижне-палеозойского до третичного возраста. По генезису первичных руд они подразделяются на гидротермально-осадочные, осадочные, гидротермальные, инфильтрационные и остаточные.

По результатам исследований А.А. Абдулина, А.Е. Бекмухаметова, Д.С. Кунаева, Е.Д. Шлыгина, Г.Н. Щербы и многих других в Казахстане околонушено несколько протяженных (от 400 до 1000 км каждый) металлогенических или рудных поясов. Они охватывают все известные в республике месторождения марганца и железа, трассируются с севера на юг параллельно друг другу, размещаясь в пределах складчатых систем межблоковых пространств срединных массивов [7, 8]. В Казахской складчатой области (от Тургайского пояса на западе до Джунгаро-Балхашского на востоке) пояса околонушиваются дугообразно, с ориентировкой выпуклых сторон дуг к западу и юго-западу. Это соответствует постепенной смене общеказакстанского субмеридионального простираия рудоконтролирующих региональных структур на юго-восточное и субширотное в области их смыкания с Тянь-Шаньским мегаблоком.

Железные руды в металлогенических поясах заметно преобладают над марганцевыми и железо-марганцевыми. Марганценозные рудные районы, даже с учетом месторождений марганцовистых железных руд с содержанием марганца 5–10%, занимают в них разобценные ограниченные площади. Масштабы рудообразования в их пределах зависели от разнообразных взаимосвязей длительного геологического развития рудоконтролирующих структур, характеризующихся унаследованной повторяемостью эпох железо-марганцевого оруденения [8]. Наиболее продуктивными оказались ордовикская и позднедевонская (верхнефаменская) эпохи седиментного накопления марганцевых, железо-марганцевых и марганцовистых железных руд.

Ордовикская эпоха отличается от позднедевонской значительным преобладанием марганцовистых железных руд над железо-марганцевыми и марганцевыми. Основные районы их развития — Ерментауский, Туяк-Косагаалинский (Восточно-Атасуйский), Успенский, Пришимский (Жаксынский), Джезказган-Улутауский и др. Прогнозные ресурсы ордовикских руд ориентировочно оцениваются в 2,5–3 млрд. т. Подсчеты показывают, что в рудах данного возраста, вероятно, заключено металлического марганца больше, чем в девонских рудах всех промышленных месторождений Центрального Казахстана. Поэтому оценка их перспектив и промышленной значимости является важной народнохозяйственной задачей.

Высоким средним содержанием марганца (24%), хорошей обогатимостью и весьма низким содержанием вредных примесей ($P = 0,06$, $S = 0,006\%$) отличаются ордовикские марганцевые руды Пришимского района [6, 14]. Они часто сопровождаются переотложенными валунчатыми рудами, в которых браунит в результате окисления неравномерно замещен пиролюзитом и псиломеланом, а общее содержание марганца значительно возрастает (до 45%). При организации селективной добычи такие руды, вероятно, могут быть использованы в качестве пероксидного сырья.

Известные и Пришимые марганцевые месторождения и перспективные рудопроявления (Жаксы, Тасоба, Батпакколь, Жунжень, Арбасаккан, Подгорное и др.) размещаются в непосредственной близости к железной дороге Кустанай — Акмола. Их руды обычно обнажаются на дневной поверхности. В отличие от других марганценозных районов Казахстана, Пришимые находятся значительно ближе к Ермаковскому заводу ферросплавов, основному

потребителю марганцевых руд казахстанских месторождений, а также к их потребителям на Урале и в Западной Сибири. Все это дает основание относить данный марганценосный район к первоочередному для проведения геологоразведочных работ на марганец.

Верхнефаменская эпоха с преобладающими собственно марганцевыми и железо-марганцевыми рудами атасуйского и джездинского типов охватывала многочисленные синклинальные структуры различных регионов Казахстана. Большинство из них потенциально перспективны на поиски новых месторождений марганца. Пока еще не исчерпаны перспективы даже тех марганценосных структур, которые находятся в издавна известных Атасуйском и Джезды-Улутауском районах (Жайильминская, Сюртысуйская, Джездинская, Актасская, Шагырлинская и др.).

В Атасуйском районе заслуживает постановки поисков марганцевых и железных руд участок, охватывающий северную прибортовую часть Жайильминской синклинали к западу от месторождения Западный Каражал [9]. Кроме того, слабо опроискованы южный борт Жайильминской синклинали (особенно между месторождениями Восточный Жайрем и Таскудук) и Сюртысуйская синкираль с перспективными месторождениями Камыс, Арап, Жомарт и др.

В Джезды-Улутауском районе на поиски марганцевых руд заслуживает внимания участок к северу от месторождения Джезды, протяженностью более 10 км, и Актасская синкираль с месторождением Жаксы-Корт на юге [9, 10]. В западной прибортовой части названной синклинали (севернее месторождения Жаксы-Корт) качественные марганцевые руды уже вскрыты Джезказганской ГРЭ. Дальнейшие поиски руд на данной площади могут быть высокоэффективными.

Среди других перспективных на марганец районов наибольший интерес представляют Сарысу-Тенизский, Восточно-Тургайский и Западно-Прибалхашский. В первом из них более 30 фамен-турнейских марганценосных синклиналей, во втором — около 15, в третьем — до 10. В бортовых частях этих структур часто размещаются неочевидные проявления марганцевых руд, которые по аналогии с лучше изученными марганценосными синклиналями могут рассматриваться как надежные индикаторы более крупных близповерхностных залежей.

В Сарысу-Тенизском районе поиски марганцевых руд в последние годы концентрировались в Айдагарлинской синклинали, и именно здесь были выявлены и предварительно оценены месторождения Богач, Тур, Западное Айдагарлы, Кудайберды.

В Западном Прибалхашье и Восточном Тургае специализированные на марганец работы не проводили. В редких случаях обнажения марганцевых и железо-марганцевых руд с поверхности оконтуривали одиночными канавами и шурфами. Известны здесь и совершенно случайные подсечения руд марганца в бортовых частях фамен-турнейских синклиналей. Так, например, в Амангельдинском бокситорудном поле Восточного Тургая на нескольких участках карьерами под бокситами вскрыты фаменские окисленные железо-марганцевые руды.

Прогнозные ресурсы фаменских марганцевых руд Атасуйского и Джезды-Улутауского районов в конце 80-х годов оценивались в 441 млн. т (Из них $P_1=211$, $P_2=65$, $P_3=165$). С учетом главнейших региональных и локальных рудоконтролирующих факторов (структурного, магматического, литолого-стратиграфического, палеогеографического и др.), наметившихся при геологических исследованиях в марганценосных районах [2, 3, 13], прогнозные ресурсы марганцевых руд данного возраста в целом по Казахстану в настоящее время могут быть увеличены почти в 2 раза (до 850 млн. т).

При ведении дальнейших поисковых работ на девонские марганцевые и железо-марганцевые руды нужно иметь в виду, что специфичность геологической обстановки при формировании большинства месторождений состояла в глыбовом стиле тектоники [13]. Это предопределяло возникновение эпиконтинентальных бассейнов с углублениями и впадинами в их донной части. Активный сейсмический режим способствовал длительному функционированию открытых гидротермальных систем, выносу и накоплению рудного вещества в наиболее погруженных участках, лучше защищенных от размыва в водной среде.

Рудоконтролирующие факторы, описанные в ряде публикаций [2, 3, 8, 9, 13 и др.], в разных рудных районах и на отдельных месторождениях могут быть проявлены по-разному. На каждом из изучаемых объектов тот или иной фактор может оказаться ведущим, вспомогательным или даже не проявленным [3]. Тем не менее их учет и анализ в каждом конкретном случае совершенно необходимы, так как только в совокупности друг с другом, а также с результатами геофизических съемок и детального геокартирования поверхности палеозойского фундамента могут быть получены объективные данные о перспективах исследуемых площадей и рудных объектов.

По подтвержденным запасам марганцевых руд бывший СССР занимал одно из ведущих мест в мире. Суммарные балансовые запасы составляют около 3,5 млрд. т, из них в Казахстане немногим более 0,5 млрд. т. Однако сырьевая база марганцевой промышленности характеризуется значительным преобладанием плохо осваиваемых промышленностью труднообо-

Таблица 1

Тип руд	Среднее содержа- ние мар- ганца, %	Балансовые запасы		
		A+B+C ₁		C ₂
		всего	% к запаса- м по рес- публике	
Карбонатно-силикатно-окисные	20,4	286482	70,3	63664
Окисные легкообогатимые, из них:	22,7	84462	20,7	84986
ферромарганцевые	43,0	142	0,03	—
железо-марганцевые	11,6	20369	5,0	446
окисно-карбонатные	20,4	10681	2,6	—
Окисленные из них:	25,5	5540	1,4	302
пероксидные	44,3	680	0,2	14
Всего по Казахстану	20,5	407534	100	149398

Таблица 2

Горнодобывающее предприятие	Годовая производительность, тыс. т		Обеспеченность запасами, годы
	проектная	фактическая	
Атасуйский ГОК	500	117,8	100
Джездинское рудоуправление	220	101,2	24
Жайремский ГОК	100	219,0	65

гатых карбонатных руд марганца (до 80% общих запасов), резко ограниченным количеством высокосортных пероксидных руд, сосредоточенностью промышленных марганцевых месторождений на Украине, в Грузии и Казахстане.

В настоящее время назрела необходимость расширения минерально-сырьевой базы марганцевой промышленности СНГ, особенно восточных районов (Казахстана, Урала, Сибири и Средней Азии), потребности которых в значительной мере будут удовлетворяться за счет рудной базы Казахстана, так как в других регионах пока известны лишь небольшие месторождения низкосортных карбонатных руд марганца.

Ежегодное потребление марганцевых руд на востоке СНГ к 2000 г. может достигнуть 10 млн. т [11], в том числе в Казахстане — около 2,5 млн. т (по Ермаковскому заводу ферросплавов — 1,5 млн. т, Карметкомбинату — до 1 млн. т).

Из табл. 1 видно, что балансовые запасы марганцевых руд всех промышленных типов (включая категорию C₂) составляют 556 932 тыс. т. Явно преобладают карбонатно-силикатно-окисные (70,3%) и легкообогатимые окисные (20,7%) типы руд. Причем первые сконцентрированы на Западно-Каражальском, вторые — на Ушкатынском III месторождениях. Пероксидные руды оконтурены в зоне гипергенеза месторождения Ушкатын III в количестве 680 тыс. т. Опытным карьером они в значительной мере уже отработаны совместно с прослоями железных руд и использованы как обычные марганцевые и железо-марганцевые руды.

Балансовые запасы марганцевых руд всех разновидностей в Казахстане довольно значительны. Однако на главнейших месторождениях (Западном Каражале и Ушкатыне III) они залегают на глубине 1 км и более. Это существенно влияет на технико-экономические показатели работы горнодобывающих предприятий Казахстана (данные за 1991 г. см. в табл. 2).

Добыча марганцевых руд в Казахстане пока очень низкая. По всем горнодобывающим предприятиям достигнут проектной добычи — 1720 тыс. т (из них — Жайремский ГОК — 1000, Атасуйский ГОК — 500, Джездинское рудоуправление — 220), потребности восточных районов

СНГ в марганце будут удовлетворены к 2000 г. менее чем на 20%. Положение с марганцевым сырьем усложняется еще и тем, что в целом по СНГ обеспеченность горнодобывающих предприятий разведанными запасами качественных окисных руд не превышает 20–25 лет. Запасов этих руд в Центральном Казахстане менее 100 млн. т, а высокосортных пероксидных практически уже нет.

Как видно из приведенного, возникающий напряженный баланс марганцевого сырья на востоке СНГ неизбежно отрицательно повлияет на развитие металлургического и ферросплавного производства, а также на многие другие отрасли народного хозяйства, так или иначе зависящие от черной металлургии. Допускать такого положения с марганцем в Казахстане, Средней Азии, на Урале и в Сибири нельзя. Обстановка требует незамедлительного усиления геологоразведочных и научно-исследовательских работ во всех районах республики, потенциально перспективных на палеозойские марганцевые, железс-марганцевые и марганцовистые железные руды. Имеющийся на сегодня фактический материал по марганценосности палеозойских толщ Казахстана [1–14] позволяет сделать вывод, что их перспективы на поиски указанных руд довольно значительны. За счет этих руд в ближайшем будущем возможно резкое расширение марганцеворудной базы республики, в перспективе способной удовлетворить не только собственные потребности, но и всей азиатской части СНГ.

Список литературы

1. Бекмухаметов А.Б., Ногоспаев Б.Г. Временау-Чу-Илийский рудный пояс марганцовисто-железоземлистой формации и его перспективы // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 50–60.
2. Веймарн А.Б., Бузмаков Е.И., Рожнов А.А., Шибрик В.И. Фаменская марганцеворудная эпоха в Казахстане // Геология руд. месторождений. 1986. № 5. С. 81–90.
3. Горяев С.М. Геолого-генетические особенности и рудоконтролирующие факторы месторождений джездинского типа // Геолого-генетические особенности и перспективы месторождений черных и цветных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1992. С. 11–20.
4. Гаериллов А.А. Эксталяционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М.: Недра, 1972. 213 с.
5. Иванов О.В., Киймаков А.К., Кузнецов И.И., Солтан С.А. Марганцевые месторождения Казахстана и перспективы их использования // Марганцеворудные накопления на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 21–29.
6. Каримов А.Г. О марганценосности тасобинской свиты нижнего — среднего ордовика Северного Казахстана // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 332–336.
7. Кузнецов И.И. Об унаследованной металлогенической специализации по марганцу и железу палеозойских рудных поясов Казахстана // Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1983. С. 56–57.
8. Кузнецов И.И., Баяндаров Т.Е., Горяев С.М., Кроль О.Ф. Особенности размещения и перспективы железо-марганцевых месторождений Казахстана // Геология месторождений цветных и черных металлов. Алма-Ата: КазИМС, 1984. С. 12–19.
9. Кузнецов И.И., Юнусов Б.И., Пелевина К.А., Горяев С.М. Основные итоги изучения перспектив Центрального Казахстана на гидротермально-осадочные руды марганца // Проблемы геологии месторождений цветных и черных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1988. С. 5–16.
10. Кузнецов И.И., Пелевина К.А., Баяндаров Т.Е. Марганценосность Тургайского железорудного пояса // Разведка и охрана недр. 1989. № 12. С. 39–41.
11. Кузнецов И.И., Горяев С.М., Жугунисов Б.М. О состоянии и перспективах развития минерально-сырьевой базы марганца Казахской ССР // Геолого-генетические особенности месторождений цветных и черных металлов Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1990. С. 15–20.
12. Рожнов А.А., Середа В.Я., Бузмаков Е.И. и др. Марганцеворудная база в Центральном Казахстане // Разведка и охрана недр. 1985. № 8. С. 16–22.
13. Рожнов А.А. Месторождения Атасуйского рудного района и их перспективы: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН, 1988. 31 с.
14. Хасанов Ф.Г. Марганцевые руды восточного обрамления Тургайского прогиба // Тр. объединенной Кустанайской научной сессии. Т. II. 1958. С. 117–129.

ЦЕЛЕСТИН И СТРОНЦИЙ В ГИПСАХ И ГИПСОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕВОНА ЛАТВИИ

Впервые целестин в гипсах сульфатно-карбонатных отложений верхнего девона на территории Латвии был обнаружен еще в 1883 г. С. Гревингом на месторождении гипса Навессала. В 1932–1943 гг. выделения целестина были установлены О. Меллисом в гипсах месторождений Навессала и Сауриешы, а также в проявлениях гипса Калнциемс, Слока, Смарде, Аллажи и Кулдига. Им же проведены детальные минералого-кристаллографические исследования волокнистого целестина в структурах "конус в конусе". Включения целестина О. Меллисом [6] были обнаружены не только в волокнистых гипсах, но и в доломитах с примесью магнезита, в землистых мелоподобных и фарфоровидных доломитах.

Конусовидные скопления целестина в волокнистых гипсах были отмечены в 1952 г. И.А. Апините, в 1963 г. — Р.Ж. Ульст и П.П. Лиепиньш [1]. Наличие целестина в гипсах и гипсоносных породах неоднократно указывал В.С. Сорокин [2].

Повышенные (от 0,1 до 1%) содержания стронция было зафиксировано также в 1959 г. И.И. Четырбоцкой в пробах гипса на месторождении Сауриешы и гипсоносных отложениях из обнажений по рекам Мемеле и Вента. Его же повышенное содержание стронция (0,03–1%) установлено также в доломитах и доломитовых мергелях даугавской свиты верхнего девона.

В 1961 г. В.П. Кувшиновым в карбонатно-гипсоносных отложениях саласпилсской свиты верхнего девона общей мощностью 35 м на месторождении Балдоне был зафиксирован стронций в количестве 0,01–0,1%. На месторождении Кемери целестин встречен в виде конусовидных включений в волокнистых гипсах и отдельных кристаллов и стяжений размером до 0,25 мм в слоистом гипсе.

Е.А. Менакер [3] при проведении геохимических исследований обнаружила повышенное содержание стронция спектральным анализом в карбонатных отложениях верхнего девона (саласпилсская и даугавская свиты) и перми в количестве 0,0239–0,0528%. В гипсоносной толще саласпилсской свиты содержание стронция колеблется от 0,03–0,06 до 0,1–0,6%. При этом в пределах центральной и восточной частей Латвийской седловины оно ниже, чем в районах Балтийской синеклизы и зоны Рижско-Псковского уступа. В загипсованных доломитовых мергелях стипинайской и амурской свит верхнего девона содержание его иногда достигает 1%.

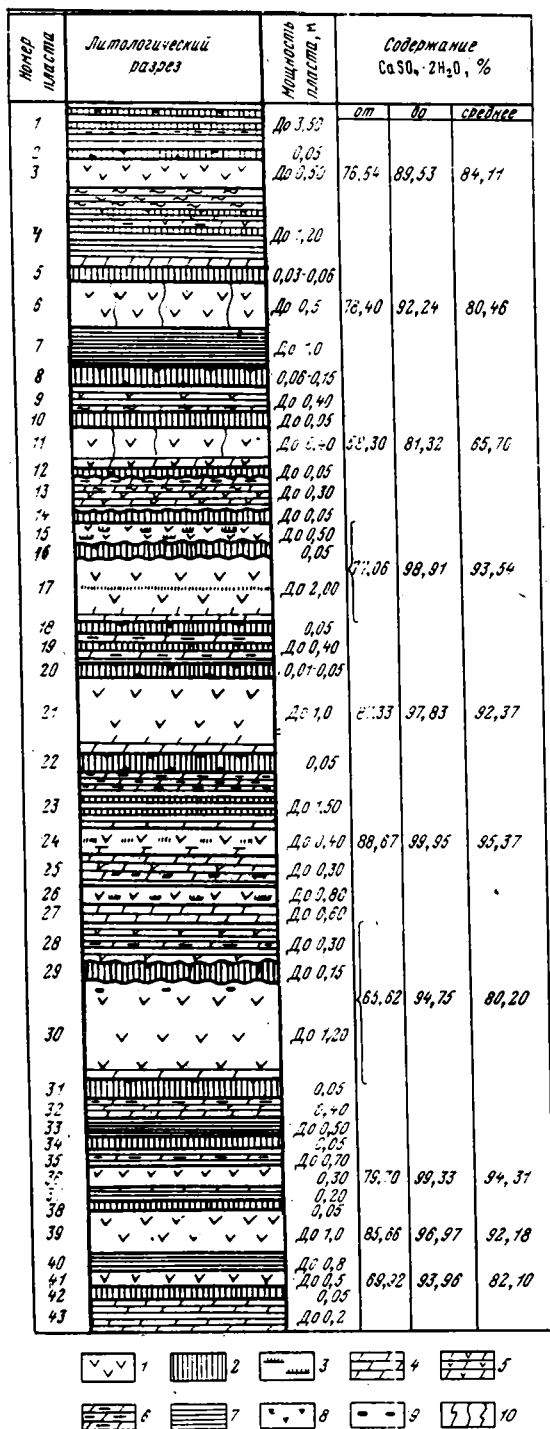
Изложенный материал показывает, что повышенное содержание стронция и целестин встречаются в пределах значительной части отложений девонского разреза и на весьма широкой площади. В связи с этим нами была предпринята попытка установить закономерности их общего распространения, концентрации и локализации в пределах отложений верхнего девона.

Проведенные исследования показали, что наиболее высокие содержания стронция приурочены к гипсоносным отложениям амурской, стипинайской, огрской, бурегской, даугавской и саласпилсской свит верхнего девона. В этих же отложениях был обнаружен целестин. Установлено также, что наиболее высокие концентрации стронция и целестина связаны с гипсами этих свит. Содержание стронция в гипсах определено инструментальным нейтронно-активационным методом анализа [4].

Свита	Содержание Sr, % ¹	
Амурская.....	0,0168/0,0739	(0,0355)
Стипинайская.....	0,0215/0,0327	(0,0260)
Огрская.....	0,0201/0,1311	(0,0433)
Бурегская.....	0,0284/0,2141	(0,1124)
Даугавская.....	0,0354/0,2943	(0,1181)
Саласпилсская.....	0,0381/0,5076	(0,1382)

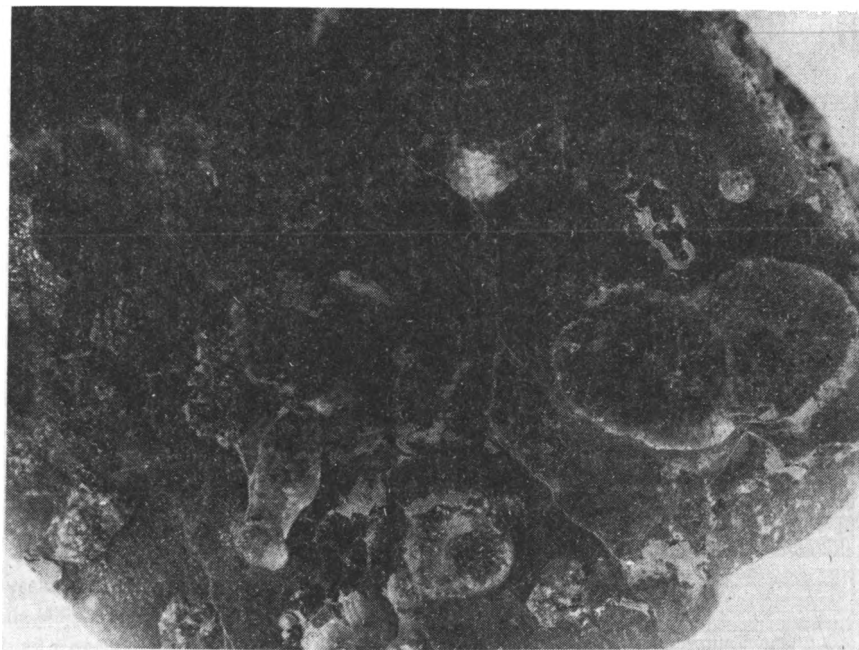
При этом анализ гипсов, залегающих в этих свитах, показал, что максимальные концентрации стронция и целестина сосредоточены в саласпилсской свите.

¹В числителе приведены минимальные содержания, в знаменателе — максимальные, в скобках — средние.

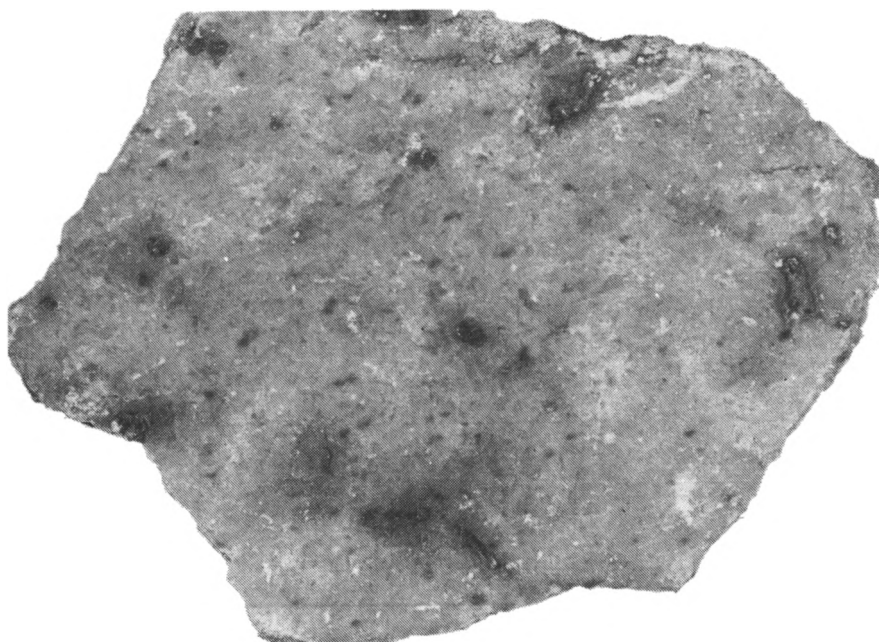


Фиг. 1. Сводный разрез гипсоносной толщи месторождения Сауриши

1 — слоистый гипс; 2 — волокнистый гипс-селенит; 3 — прослой волокнистого гипса; 4-6 — мергели (4 — доломитовые; 5 — загипсованные доломитовые, 6 — глинистые); 7 — глины; 8 — конусообразные выделения целестина; 9 — ожелезнение; 10 — вертикальные трещины



Фиг. 2. Выделения структур "конус в конусе" на поверхности пропласта волокнистого гипса (пласт 1)



Фиг. 3. Мелкие выделения конусовидных образований целестина (пласт 16) на верхней плоскости пласта

Из приведенных данных видно, что помимо максимальных содержаний стронция в гипсах саласпилской свиты, содержание его постепенно снижается по мере омоложения отложений.

Наиболее детально нами изучено распределение стронция и целестина в саласпилской свите на месторождении Сауриешти (фиг. 1).

Целестин в гипсах месторождения Сауриешти встречен почти по всему разрезу гипсоносной толщи и в пределах всего карьера [5]. Выделить какие-то особо обогащенные участки как по разрезу, так и по площади не удалось. Однако в распространении целестина по разрезу установлены определенные закономерности.

Включения целестина зафиксированы в самой кровле гипсоносной толщи (пласт 1), где они приурочены к многочисленным пропласткам волокнистого гипса среди зеленой, зеленовато-серой известково-мергелистов слоистой, плитчатой, иногда рассланцованной глины с прослоями серовато-зеленых мергелей и мергелистых доломитов. Пропластки волокнистого гипса имеют мощность 1–5 см и обладают характерной красновато-оранжевой окраской.

Целестин часто связан со структурами "конус в конусе", или с так называемыми фунтиковыми текстурами, развитыми в пропластках волокнистого гипса. Фунтиковые текстуры встречаются не во всех пропластках гипса-селенита пласта 1 и развиты либо на обеих (верхней и нижней), либо на какой-то одной из плоскостей пропластков и имеют вид круглых, овальных или лепешковидных образований (фиг. 2). Размеры их диаметра изменяются от 3 мм до 1 см. Распределение их по плоскости весьма неравномерно: встречаются участки полного их отсутствия и, наоборот, в различной степени обогащенные.

Целестин зафиксирован также в пласте 2, представленном волокнистым гипсом красновато-оранжевой окраски. Его выделения здесь несколько больше, чем в пласте 1, хотя формы проявления аналогичны; развит на обеих плоскостях пласта.

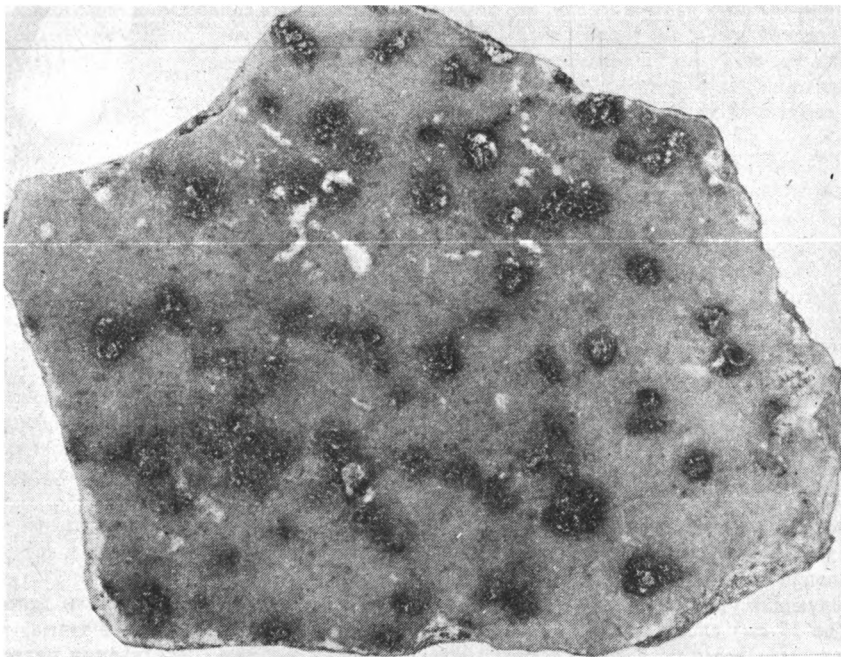
Следующий уровень развития целестина связан с пластом 8, представленным более мощным (до 15 см) слоем розовато-оранжевого тонко- и крупноволокнистого гипса, хорошо прослеживающегося по всему карьере месторождения Сауриешти. Проявления целестина в виде конусовидных образований встречаются на обеих плоскостях пласта, распределение их неравномерное.

Наибольшее количество выделений целестина установлено в пластах 16, 18, 19, 20 и 22, сложенных белым волокнистым гипсом-селенитом (см. фиг. 1). Характер его проявления и распределения в них аналогичен. На плоскостях пластов распределение весьма неравномерное — от отдельных мелких (1–2 мм) включений, распыленных на плоскости слоя (фиг. 3), до более или менее равномерных агрегатных скоплений (фиг. 4 и 5). Размеры отдельных конусообразных кристаллов или их агрегатов составляют 0,5–1,0 см. Местами целестиновые агрегаты образуют сгущения (фиг. 6), нередко также идеальные конусообразные кристаллы целестина (фиг. 7). Такие кристаллы распределены неравномерно. Вершины конусов расположены вблизи сутурной линии, основания — выше границы пласта (фиг. 7). Размер оснований конусов 2–4 см, высота 7 см. Угол между осью конуса и его сторонами 15–27,5° и прямо зависит от мощности прослоя волокнистого гипса. Вершины конусов никогда не пересекают сутурную линию. Ось целестинового конуса всегда совпадает с осью кристаллов гипса-селенита. Агрегаты целестиновых конусов состоят из отдельных его волокон, диаметр которых 0,05–0,2 мм. Как и селенит, они имеют аллотриоморфные контуры с зазубренными краями. Каждое волокно целестина в свою очередь состоит из множества очень мелких волокон, как бы объединенных в снопы. Между снопами волокон расположены спиральные скопления глины.

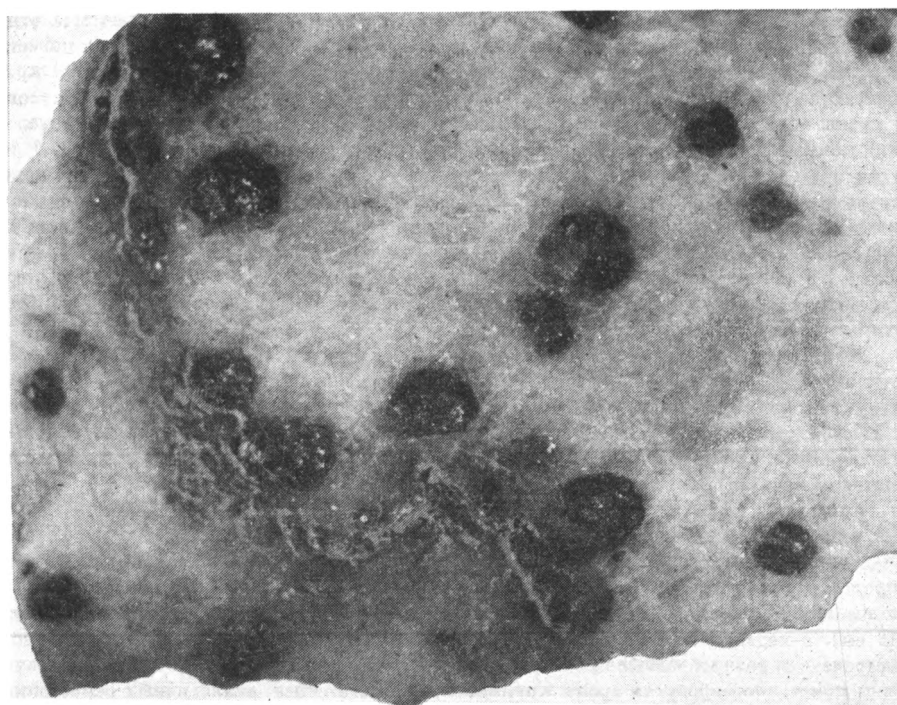
Рост кристаллов целестина начинается вблизи сутурной линии и идет в сторону плоскости контакта прослоя волокнистого гипса с вмещающими породами по принципу образования структур "конус в конусе". Формирование таких структур объясняется тем, что кристаллы целестина растут медленнее таковых гипса-селенита, в результате над целестиновым агрегатом возникает углубление — воронка, где накапливается раствор сульфата стронция, в котором начинается рост новых кристаллов целестина.

Кристаллы целестина нередко развиваются от сутурной линии в обе стороны симметрично, один против другого (фиг. 8).

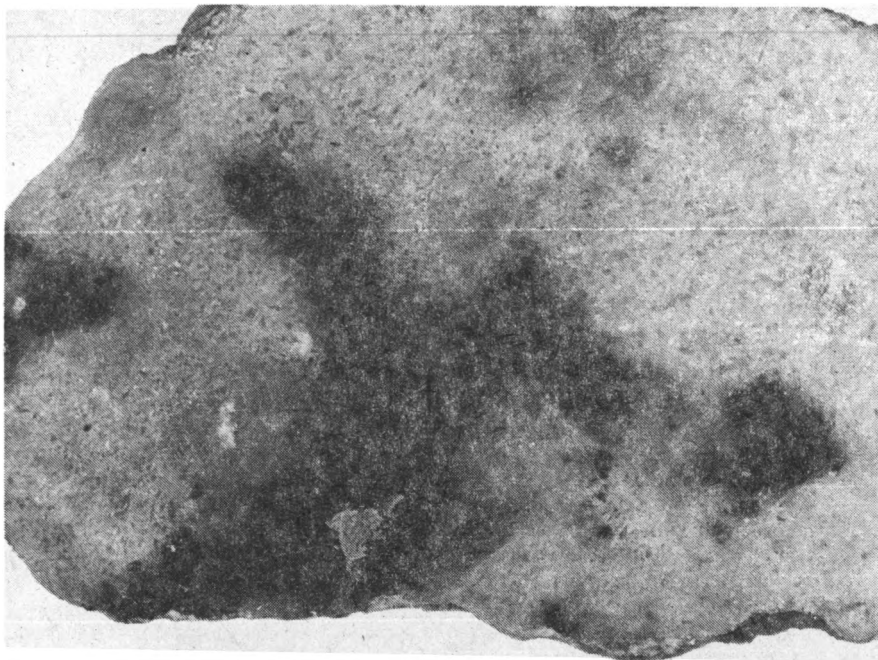
Ниже по гипсоносному разрезу целестин нами обнаружен в пластах 29 и 31. В пласте 29, представленном белым волокнистым гипсом тонковолокнистой шелковистой до крупноволокнистой столбчатой структуры с перламутровым блеском и повышенной мощностью (до 15 см), с характерными волнистыми поверхностями слоя и отпечатками волновой ряби, встречаются разнообразное проявление агрегатов целестина: 1) в виде крупных конусообразных кристаллов-вростков среды крупноволокнистого гипса, аналогичных ранее описанным; 2) конусообразные агрегаты на поверхности пластов с четко выраженной волновой рябью (фиг. 9) и в виде своеобразного замещения гипса целестином в волновой ряби (фиг. 10);



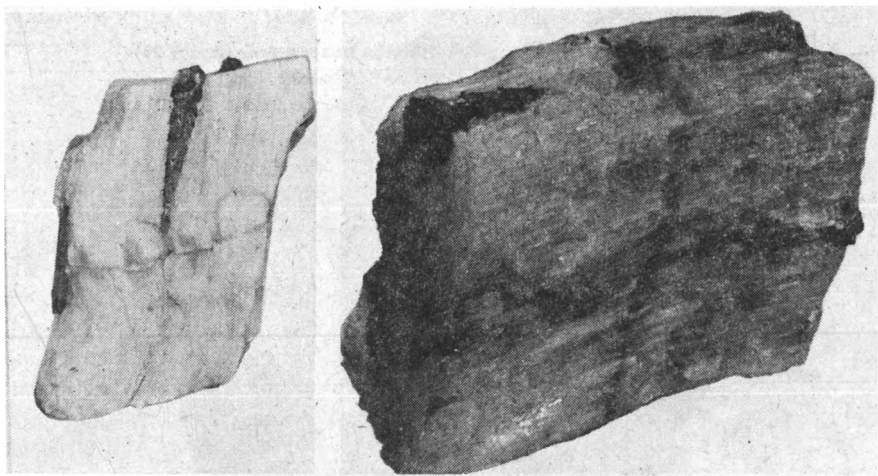
Фиг. 4. Неравномерное распределение конусообразных агрегатов целестина на плоскости пласта 18



Фиг. 5. Относительно равномерное распределение агрегатов целестина на плоскости пласта 18

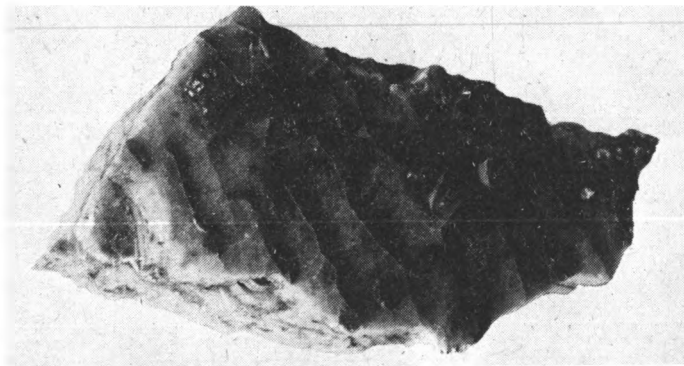


Фиг. 6. Сгустки целестиновых агрегатов на плоскости пласта волокнистого гипса (пласт 18)



Фиг. 7. Кристаллы целестина в волокнистом гипсе (пласт 20)

Фиг. 8. Встречные кристаллы целестина в волокнистом гипсе (пласт 22)



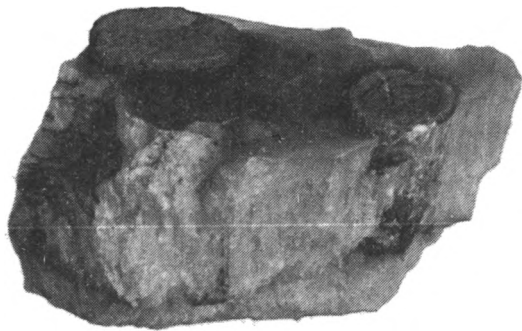
Фиг. 9. Выделения целестиновых агрегатов на плоскости пласта 29 с волновой рябью



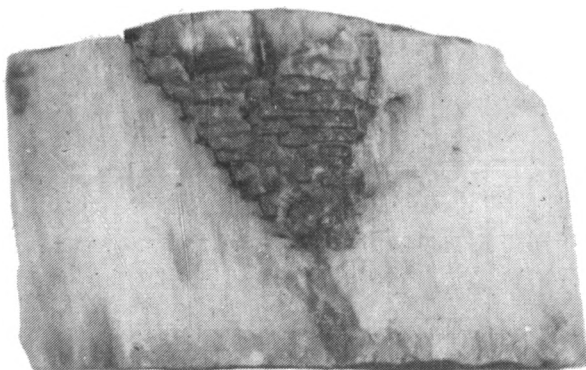
Фиг. 10. Волновая рябь, выполненная целестином (пласт 29)



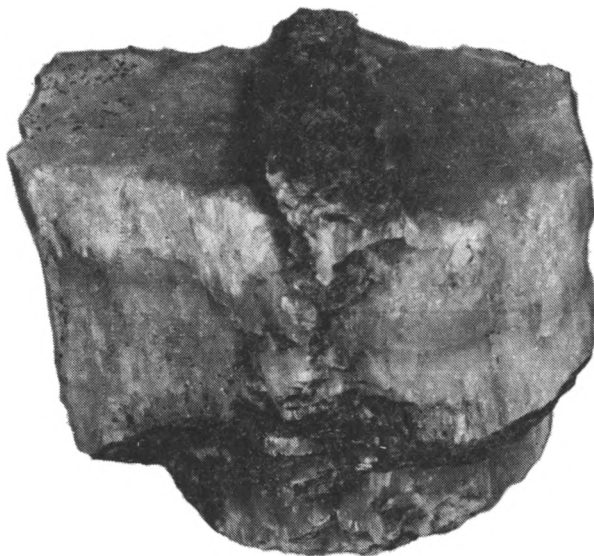
Фиг. 11. Конусовидные фунтиковые структуры выше сутурной линии в пласте волокнистого гипса



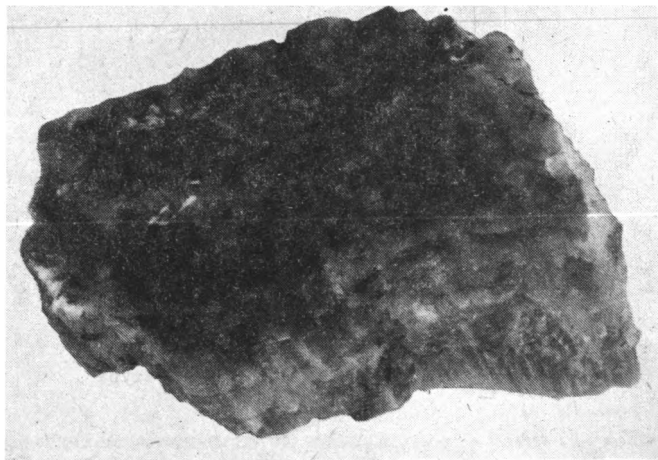
Фиг. 12. Бочкообразная фунтиковая структура



Фиг. 13. Внутреннее строение фунтиковых структур



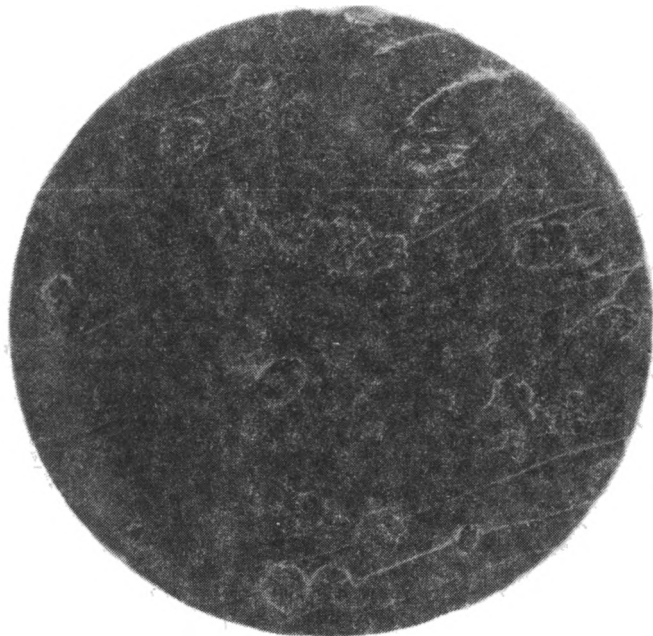
Фиг. 14. Вертикальная трещина в пласте гипса-селенита, выполненная глинисто-гипсовым материалом с целестином



Фиг. 15. Вторичные глинисто-гипсовые прожилки с целестином в пласте волокнистого гипса (вид на плоскость пласта)

Высота поверх пласта	Геологический разрез	Глубина, м	Характеристика пород
0,4			торф
0,1			Песок мелкозернистый
0,1		7,70	Глина беззвучная
0,1		2,20	Суглинок моренный с гравием и галькой, песок с гравием
0,1		4,80	Суглинок моренный с гравием и галькой
0,1	10	4,35	Глина с редкими прослойками гипса, доломита и доломитового мергеля
	9	3,30	Глина с прослойками доломита и доломитового мергеля
	8	2,45	Глина с прослойками слонстого гипса
	7	4,20	Гипс слонстый, в основании слоя с прослойками доломита
	6	4,80	Переслаивание доломита, слонстого гипса и доломитового мергеля
	5	0,85	Глина, доломитовый мергель, глинистый доломит с прослойками волокнистого гипса
	4	2,75	Гипс слонстый
	3	1,10	Доломит, доломитовый мергель с прослойками гипса
	2	2,45	Глина с прослойками доломита и доломитового мергеля
	1	3,20	Доломит с разной степенью глинистости

Фиг. 16. Сводный литологический разрез гипсоносной толщи месторождения Скайсткалье



Фиг. 17. Выделения конусообразных агрегатов целестина на плоскости прослоя волокнистого гипса. Пачка 10 месторождения Скайсткалне

3) присутствие целестина в фунтиковых структурах, которые также зарождаются выше сутурной линии пласта волокнистого гипса и обладают правильными конусовидными формами (фиг. 11). Нередко у фунтиковых структур форма бочкообразная (фиг. 12) — на поверхности пласта волокнистого гипса выделяется округлое глинистое образование. Внутреннее строение фунтиковых структур показано на фиг. 13; 4) присутствие целестина во вторичных глинисто-гипсовых прожилках, пересекающих пласты волокнистого гипса (фиг. 14 и 15).

В пласте 31 конусообразные выделения целестина встречаются реже и только на верхней плоскости пласта.

На месторождении гипса Скайсткалне (фиг. 16) целестин обнаружен в пачках 4–10. В пачках 4, 6 и 7 целестин встречается в гипсе в виде мелких включений зерен неправильной формы, гнезд, единичных кристаллов и отдельных стяжений размером от 0,05–0,2 до 2 мм. В пачках 8–10 в некоторых прослоях волокнистого гипса целестин наблюдается в виде конусообразных образований (фиг. 17) на обеих плоскостях или на какой-то одной из них (верхней или нижней).

Наибольшее количество стронция зафиксировано в пачках 4 (0,1434%), 6 (0,3216%) и 10 (0,5745%). В пачках 9, представленной перемежающимися слоистыми гипсами и доломитами, его содержание в единичных пробах достигает 3,37%.

Содержание стронция в гипсовмещающих породах незначительное: в глинах 0,0068–0,0165%, в мергелях 0,0354–0,2334%, в доломитах 0,0156–0,0451%. Средние содержания стронция в гипсах составляет 0,045%.

Ниже приводится содержание стронция в гипсах в зависимости от их структурно-текстурных особенностей (в числителе приведены минимальные содержания, в знаменателе — максимальные, в скобках — средние).

Гипсы	Содержание, %	
Мелкозернистые кристаллические, гетеробластовой структуры.	0,0284/0,1311	(0,0911)
Волокнистые.	0,0201/0,5076	(0,112)
Полосчато-слоистые.	0,0235/0,1518	(0,1054)
Розетчатые.	0,03/0,1454	(0,0923)
В виде включений в породах.	0,0215/0,2141	(0,06634)

В результате проведенных исследований установлено широкое распространение стронция и целестина в гипсах и гипсоносных отложениях девона [7] на территории Латвии. Однако наиболее высокие их содержания обнаружены в волокнистых гипсах саласпилской свиты. В то же время промышленные концентрации стронция в них пока не установлены. Форма проявления стронция в виде целестина может иметь определенный минералогический интерес. Кроме того, эту информацию необходимо иметь в виду при использовании волокнистых гипсов-селенитов в химической, медицинской, фарфоро-фаянсовой и керамической промышленности и особенно при реставрационных работах гипсовых скульптур и лепок в интерьерах дворцов и зданий.

Проблема селективного извлечения целестина с целью получения стронция мало перспективна.

Список литературы

1. Лиепиньш П.П. Условия формирования франских отложений Прибалтики // Франские отложения Латвийской ССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1963. С. 325–328.
2. Сорокин В.С. Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 1978. 282 с.
3. Федоренко Я.Д., Менакер Е.А. Особенности распределения ряда химических элементов в девонских отложениях на территории Латвии // Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1970. С. 272–289.
4. Федоренко Я.Д., Пенкесица М.М., Дамбург М.А. Возможности инструментального нейтронно-активационного анализа при геохимических исследованиях осадочных пород Латвии. Саласпилс: Ин-т физики АН ЛатвССР, 1987. 14 с.
5. Федоренко Я.Д. Гипс и гипсоносные отложения Латвии. Рига: Зинатне, 1990. 124 с.
6. Mellis O. Über den Tutencolestin von Naves Sala in Lettland // C.R. Soc. Geol. Finland. 1937. V. 10. С. 41–46.
7. Fedorenko J.D. Latvijas gipsis gadu rituma // Zinatne und Tehnika. 1986. N 12. С. 17–18.

ЦЛ КИМС ПО Латвгеология, Рига

Поступила в редакцию
9.XII.1991

УДК 553.91:551.73(470.22)

© 1993 г. Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю.,
Жегалло В.А., Лобзова Р.В.

ЦИАНОБАКТЕРИАЛЬНАЯ БЕНТОСНАЯ СИСТЕМА – ПРОДУЦЕНТ УГЛЕРОДИСТОГО ВЕЩЕСТВА МУНГИТОВ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

В ряду докембрийских образований шунгитовые породы занимают особое место из-за высокого (до 50% и выше) содержания в них свободного углерода. Среди исследователей имеются сторонники как абиогенного, так и биогенного его происхождения. Представители первой точки зрения [5, 11] считают, что углеродистое вещество шунгитов накапливалось эксгальационно-осадочным путем. Сторонники второй точки зрения, признавая биогенный источник углерода, тем не менее по-разному трактовали его природу. Так, А.Г. Вологдин [4], выявивший в шунгитах остатки цианофит, высказался в пользу планктогенного образа жизни последних. Специалисты, применявшие углепетрографическому методике в изучении шунгитов, считали их близкими к сапропелевым [10, 15], или к гумусовым или сапропелево-гумусовым углям [2, 3]. Проведение аналогий с гумусовыми или сапропелево-гумусовыми углями во многом объяснялось обнаружением под электронным микроскопом образований, напоминающих ткани высушенных растений. На этом основании был сделан вывод не

только об участии высших растений в образовании шунгитов, но и о более молодом, палеозойском их возрасте.

Стратиграфически шунгиты входят в состав заонежской свиты лудивиковия нижнего протерозоя, которую разделяют на две подсвиты: нижнюю — глинисто-карбонатную (мощность до 200 м) и верхнюю вулканогенно-осадочную углеродсодержащую (мощность до 600 м) [14]. Последняя в целом по объему отвечает выделенной ранее В.А. Соколовым [13] шунгито-карбонатно-сланцевой толще. С пластовыми силлами габбро-диабазов мощность заонежской свиты достигает 1200 м. Под заонежскими образованиями на всей площади залегают верхнеэтулийские пестроцветные доломиты, а над ними, иногда с конгломератами в основании, — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы суйсарского горизонта.

Вулканогенно-осадочную часть разреза составляют туфоалевриты, туфопесчаники, реже туфобрекчии и туфоконгломераты. Карбонатные породы представлены доломитами, известковистыми туфами, известняками, в том числе и туфогенными. Содержание углеродистого материала в карбонатных породах может достигать 6%. Велика роль в разрезе метапелитов. Эти образования с содержанием свободного углерода от 10 до 50% и являют собой так называемые *стратифицированные шунгиты*, получившие свое название из-за пластового залегания. Пласты не выдержаны по простиранию и имеют мощность от 1 до 60 м. Наряду со стратифицированными шунгитами в разрезах часто наблюдаются и нестратифицированные их разновидности, имеющие явно вторичный характер и залегающие в виде секущих пластовых жил, гнезд, лепешковидных включений. Содержание углерода в них составляет 75% и выше.

Строение разреза заонежской свиты, как считают В.А. Соколов и др. [14], отражает единый трансгрессивно-регрессивный цикл и полный цикл базальтового вулканизма с сопровождающими его интрузиями габбро-диабазов. Структурно-тектоническая позиция отложений заонежской свиты трактуется по-разному. Но наиболее вероятно, что они представляют собой нижнюю молассу, связанную с ранними фазами раннепротерозойской складчатой эпохи [8].

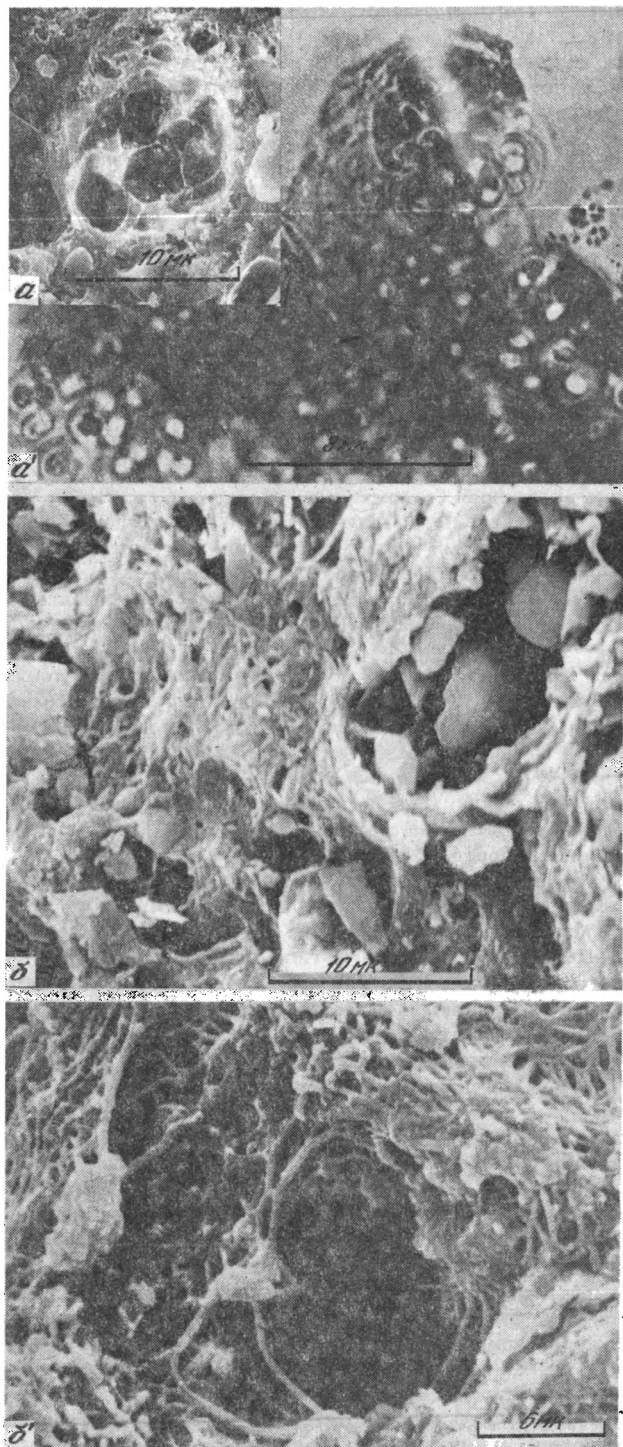
Химический состав стратифицированных шунгитов характеризуется пониженным содержанием свободного кремнезема (40–50%), довольно широкими колебаниями количеств глинозема (2–14%), высоким содержанием железа (4–14%), в котором окисные формы преобладают над закисными. Углеродистое вещество шунгитов по химическому составу достаточно выдержано, %: С 95,9–97,4, Н 0,5–0,6, О — около 1, N 0,5–0,8, S — 0,3–1,4 [3]. Углеродистое вещество связано с алюмосиликатной составляющей. Это достаточно наглядно показано на различных диаграммах вещественного состава шунгитов [8, 9]. Метаморфическая преобразование шунгитоносных пород находится на стадии зеленых сланцев.

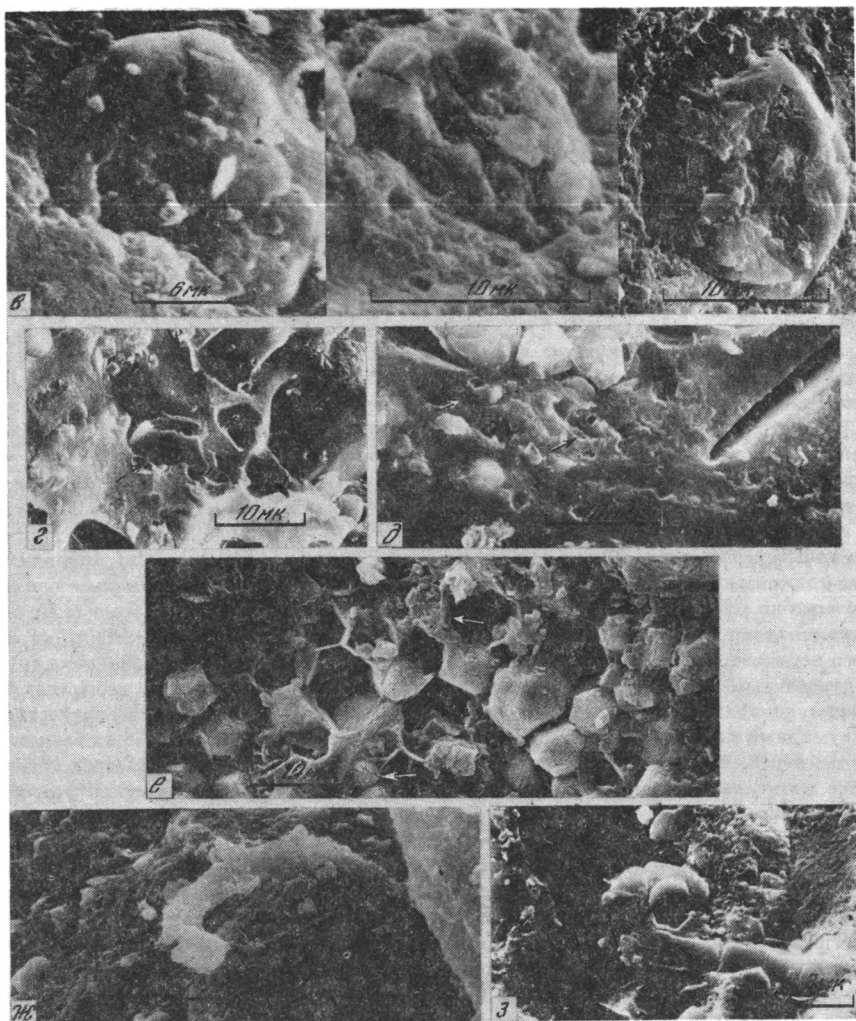
Проведенные нами исследования шунгитов под электронным и световым биологическим микроскопами выявили в стратифицированных их разностях многочисленные остатки коккоидных колониальных цианобактерий (фигура, а, в, г, д, е), которые по своей морфологии близки к современным бентосным формам типа *Pleurocapsa* (*Gloeocapsa*), формирующих в солоноватых и соленых водоемах постулярный (пузырчатый) мат в зоне литорали [16].

Коккоидный мат, как было показано ранее [6, 7], явился основным источником органического вещества таких уникальных по содержанию органического вещества горячих сланцев, как кукурситы, а также столь своеобразных горячих сланцев доманикового горизонта западного склона Урала. Коккоидный мат, формировавший шунгиты, имел достаточно простое строение, так как в нем, как и в мате, формировавшем кукурситы, практически отсутствовали нитчатые микроорганизмы. Единичные формы нитчатых цианобактерий, встречающиеся в шунгитах, показаны на фигуре (ж, з), которые с определенной долей условности можно отнести к представителям современного рода *Oscillatoria*. Приведенное выше, как представляется, дает основание рассматривать шунгиты в качестве аналога фанерозойских горячих сланцев, образованных коккоидными цианобактериальными матами.

Степень "сохранности" выявленных в шунгитах остатков коккоидных микроорганизмов различна. На псевдоморфозах, передающих наиболее полно особенности строения коккоидных микроорганизмов (см. фигуру, а), можно не только различать форму макроколоний (d 10–15 мк), но и составляющих их микроколоний (d от 3 до 7 мк) и даже входящие в состав последние отдельные клетки (d 1,5–2,0 мк). По морфологической организации коккоидные микроорганизмы, обнаруженные в шунгитах, мало чем отличаются от таковых современных матов (см. фигуру, а и а'). Помимо остатков микроорганизмов в шунгитах сохранился, по-видимому, и капсульный материал — гликокаликс, минеральные остатки которого запечатлены на фигуре, б. Для сравнения на фигуре, б' приведено изображение гликокаликса современного коккоидного мата под сканирующим микроскопом.

После отмирания микроорганизмов мата практически параллельно происходили два процесса — литификация их чехлов и капсул и деструкция органического вещества. Литифика-





Литифицированные остатки организмов — продуцентов органического вещества шунгитов заонежской свиты нижнего протерозоя Карелии (сканирующий микроскоп, скол породы, напыление углеродом и золотом)

а — макро- и микроколонии коккоидных цианобактерий типа современной *Pleurocapsa* (*Gloeocapsa*), объединенные гликокаликсом; в колониях различаются входящие в их состав клетки; **а'** — колонии коккоидных цианобактерий *Pleurocapsa* из Гавиш-Сибха, продуцирующие органический углерод [16]; **б** — гликокаликс, покрывающий колонии коккоидных микроорганизмов; **б'** — материал гликокаликса остатков современных цианобактерий из мата Гавиш-Сибха, когда клеточный материал полностью деградирован [17]; **в, г, д, е** — литифицированные и в различной степени окристаллизованные микро- и макроколонии коккоидных микроорганизмов; **ж, з** — нитчатые цианобактерии, близкие современным *Oscillatoria*

ция осуществлялась преимущественно алюмосиликатами и в меньшей степени кремнеземом, что еще раз подтверждает справедливость установленной ранее связи углеродистого материала с алюмосиликатной составляющей. Литификация являлась тем процессом, который превращал продукты жизнедеятельности мата в первичный осадок, представлявший собой полужидкую смесь коллоидных растворов, обволакивающих микроскопические тела организмов мата, разрушенных в той или иной степени. Литификацию по частично разрушенным

микроорганизмам наглядно демонстрирует фигура, *в*. Часто отмечаются микро- и макроколони, частично или в значительной мере окристаллизованные их "слепок" (см. фигуру, *г-е*). Но и в значительно окристаллизованных "слепках" микроорганизмов практически всегда сохраняются отверстия, которые, по-видимому, возникают при дегидратации литифицированных форм, о чем свидетельствуют результаты исследований матов, образованных в естественных условиях (см. фигуру, *е*). Не исключено, что часть отверстий связана с общей морфологией микроорганизмов, т.е. являются выходами каналов в капсулах, связанных с метаболизмом самих организмов.

Современное состояние изученности не позволяет достаточно надежно определить тип бассейна седиментации, в котором происходило накопление шунгитов. Не исключено, что это была лагуна, как это представляли А.П. Борисов [1] и В.Е. Закруткин [8]. Но по аналогии с областями накопления кукурситов ордовика Прибалтики и горючих сланцев верхнедевонского доманикового горизонта Урала это, вероятнее всего, было или узкое море-залив, или пролив, или широкое эпиконтинентальное море с развитыми в нем островами, на периферии которых и шло накопление шунгитового осадка.

Мелководный характер области накопления шунгитов признавали многие исследователи. Так, А.П. Борисов [1] считал их отложениями мелководной лагуны. В.Г. Сиваев [12] обнаружил в сланценой толще трещины усыхания и знаки волновой ряби, что говорит о вероятной принадлежности области накопления шунгитов к литорали. Есть данные по палеоглубинам этой области (15–25 м), вычисленные по высоте "слепков" волновой ряби [8]. На наш взгляд, глубины не превышали десятка метров.

Переменные условия литорали, вызванные периодическими осушениями, приводили к тому, что коккоидное сообщество интенсивно вырабатывало слизистую оболочку — гликокаликс, которая во многом помогала перенести эти специфические условия. Кроме того, вырабатывание микроорганизмами гликокаликса способствовало замедлению деструкции органического вещества, так как образующаяся на его нитях алюмосиликатная оболочка служила дополнительным фактором, способствующим консервации органического вещества. Алюмосиликаты попадали в водоем с твердым стоком, чему, вероятно, благоприятствовал жаркий гумидный климат, когда породы суши интенсивно химически перерабатывались.

Тонкодисперсный глинистый материал мог превращаться в коллоиды непосредственно в результате жизнедеятельности самого мата и прежде всего создания вследствие фотосинтетической деятельности высоких (9–10) значений рН в придонных водах, при которых алюмосиликаты могли переходить в гелеобразное состояние.

О продуктивности сообщества, формировавшего шунгиты, с определенной долей условности можно судить по сопоставимости количества органического углерода в рассматриваемых породах и кукурситах, которые по этому показателю, даже среди горючих сланцев, считаются уникальными. Если принять во внимание, что шунгитовый осадок впоследствии должен был потерять органической компоненты больше, чем кукурситовый, то можно полагать, что продуктивность коккоидного цианобактериального сообщества в протерозое могла быть выше, чем в фанерозое.

Высокая сохранность органического углерода в шунгитах говорит о значительной неполноте деструкции биомассы, вырабатываемой микроорганизмами, а низкие (в среднем 1,5%) содержания серы и пирита, при достаточно высоком содержании железа, указывают на преобладание в деструкционных процессах метаногенеза.

Таким образом, первопричиной образования столь уникальных по содержанию органического вещества пород, как шунгиты, явилось функционирование коккоидного цианобактериального сообщества в переменных условиях литоральной зоны. Продуктивность этой цианобактериальной бентосной системы в нижнем протерозое была, возможно, более высокой, чем в нижнем палеозое.

Список литературы

1. Борисов А.П. Карельские шунгиты. Петрозаводск: Госиздат КФССР, 1956. 86 с.
2. Волкова М.Б., Богданова М.В. О новых растительных структурах в шунгитах Карелии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 410–414.
3. Волкова М.Б., Богданов М.В. Шунгиты Карелии // Сов. геология. 1985. № 10. С. 93–101.
4. Вологдин А.Г. Остатки организмов из шунгитов докембрия Карелии // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1163–1165.
5. Галдобина Л.П., Дербасова А.Л. Ртуть в шунгитовых породах протерозоя Карелии // Геохимия. 1989. № 3. С. 451–455.

6. Горленко В.М., Жмур С.И. Древние цианобактериальные маты, как источник органического вещества морских горючих сланцев // Тез. 9-го Междунар. симпоз. по биогеохимии окружающей среды. 4–8 сентября. М., 1989. 214 с.
7. Жмур С.И. Происхождение горючих сланцев ордовика Прибалтийской синеклизы. Сообщение 2 // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 48–56.
8. Закруткин В.Е. Высокоуглеродистые формации докембрия европейской части СССР. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. 156 с.
9. Калинин М.К., Соколов В.К. Опыт типизации углеродистых пород Карелии // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1975. Вып. 4. Кн. 2. 1975. С. 155–160.
10. Калмыков Г.Е. Свойства метаморфизованного сапропелита (на примере Карельского шунгита) // Тр. ИГИРГИ АН СССР. 1974. Вып. 4. С. 264–274.
11. Попов В.Е., Суслев Е.М. О вулканогенно-осадочной природе углеродистого вещества и его как концентратора рудных элементов // Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978. С. 120–122.
12. Сиваев В.В. Строение шунгито-карбонатно-сланцевой толщи верхнего ятулия в северо-западном Прионежье // Геология и полезные ископаемые. Петрозаводск: Карелия, 1975. С. 91–102.
13. Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 205 с.
14. Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. К геологии верхнего ятулия-суйсария // Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1972. С. 133–181.
15. Штеренберг Л.Е. К вопросу о природе Карельского шунгита // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148. № 3. С. 688–690.
16. Bauld J. Microbial mats in marginal marine environments: Shark Bay, Western Australia and Spencer Gulf South Australia / Eds Cohen Y., Castenholz R.W. and Halvorson H.O. Microbial mats: stromatolites. 1984. V. 3. P. 39–58.
17. Krumbein W.E., Swart S.W. The microbial carbon cycle. Chapter 2. // Microbial Geochemistry. Blackwell Sci. Publ., 1983. P. 5–51.

Институт литосферы РАН,
Москва

Поступила в редакцию
1.XII.1992

УДК 550.4:553.688.4:553.983(574)

© 1993 г. Григорьев В.С., Лобзова Р.В.

ИЗОТОПЫ СТРОНИЦА И ВРЕМЯ МЕТАМОРФИЗМА ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА

Определение возраста методами изотопной геохронологии таких пород, как филлиты, черные сланцы и др., образовавшихся в условиях низких фаций метаморфизма, крайне сложно. Даже при получении изохронной зависимости интерпретация их геологической значимости не всегда однозначна. Зачастую неясно: или датируется унаследованный возраст детритового материала в осадке, возраст осадконакопления и последующих преобразований, возраст метаморфизма, или это линия смешения. Породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, по-видимому, из-за сложности получения Rb–Sr-изохронной зависимости и ее интерпретации довольно редко используются как объект геохронологических исследований. Имеются лишь единичные публикации. Например, Р. Монтини и Г. Фор [15] продатировали среднеордовикские филлиты и аспидные сланцы формации Ла-Горс, а Н. Клауер [14] – слабо метаморфизованные докембрийские отложения структуры Бу-Аззер-Эль Граара.

Объект изучения. Авторы провели изотопно-геохронологические исследования слабо метаморфизованных пород хейванской свиты Срединного хребта Камчатки. Совместно с химкинской свитой она составляет большую часть разреза малкинской серии, которая согласно принятой стратиграфической схеме, венчает разрез палеозоя. Следует отметить, что для метаморфитов Срединного хребта, как и для всей Камчатки, нет единой стратиграфической схемы, сопоставление их возможных вариантов приведено в работах [6, 12]. Согласно существующей в настоящее время схеме стратиграфического расчленения пород, принятой

для западнокамчатской серии листов 1 : 200 000, допалеогеновые породы, слагающие Срединно-Камчатский массив, представлены отложениями докембрия (колпаковская и камчатская серии) и фанерозоя: среднего—позднего палеозоя (андриановская, хейванская, химкинская свиты) и мела (кихчикская серия и хозгонская свита). До недавнего времени изотопно-геохронологических данных, кроме K—Ar, о возрасте этих пород не существовало. Для обоснования их возраста за основу принимался вещественный состав и структурные особенности пород, главным образом степень метаморфизма, и сопоставление с сопредельными и нередко даже значительно удаленными регионами. В последние годы методами изотопной геохронологии было показано, что отложения колпаковской серии отвечают раннемеловому времени [2, 3], а о возрасте более молодых отложений, в частности хейванской свиты, изотопно-геохронологических данных пока нет.

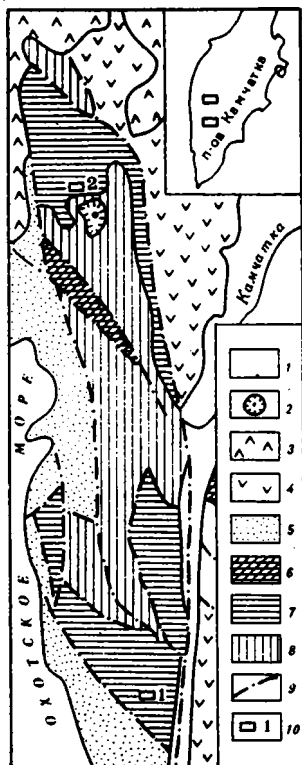
Геологическое строение рассматриваемого района достаточно полно изложено в обзорных работах Л.Л. Германа [7], А.И. Ханчука [11], В.И. Шульдинера с соавторами [12] и др. Поэтому мы ограничимся характеристикой только хейванской свиты. Отложения этой свиты мощностью до 2000 м широко распространены на крыльях главной антиклинальной структуры Срединно-Камчатского массива. Они имеют важное минерагеническое значение, так как с этой толщей связаны повышенные концентрации Au, V, Fe, Ni, Co и нерудного сырья — шунгита, графита, гранулированного кварца и других полезных ископаемых. Отложения хейванской свиты вместе с подстилающей их андриановской свитой несогласно залегают на метаморфитах колпаковской серии. Перекрываются они фаунистически охарактеризованными верхнемеловыми отложениями. Породы хейванской свиты регионально метаморфизованы в фации зеленых сланцев и представлены черными и темно-серыми филлитами и филлитовидными сланцами, среди которых встречаются прослои и линзы метаалевропелитов, метаалевролитов и реже метаморфизованных песчаников и гравелитов. Для этих пород характерны сегрегационные жилы молочно-белого кварца и маломощные согласные тела диабазов. Содержание $C_{орг}$ в этих породах достигает 5,7%, в среднем составляет 1–2%. Согласно рентгеноструктурным и термографическим исследованиям, углеродистое вещество неоднородно и представлено шунгитом и графитом разной степени совершенства. Изменение его структурных характеристик, как и структурных особенностей ассоциирующих с ним слюдистых и сульфидных минералов, коррелируется согласно смене степеней метаморфизма зеленосланцевой фации, что отражается на специфике рудной минерализации.

Несовпадение стратиграфических границ и границ метаморфических ореолов усложняет возрастное расчленение пород Срединно-Камчатского массива при геологическом картировании. Учитывая, что черные сланцы хейванской свиты являются маркирующим горизонтом, определение их изотопного возраста имеет принципиальное значение.

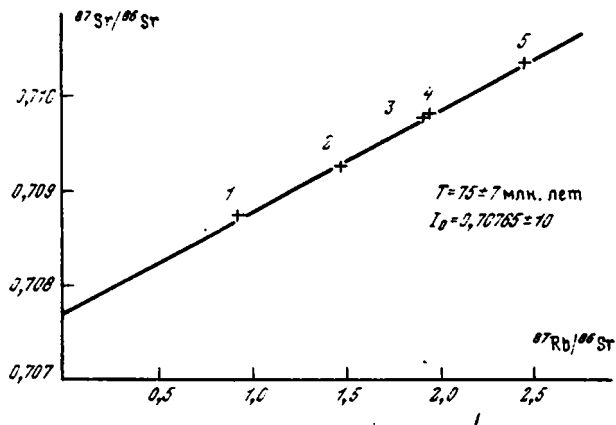
Методика исследования. Пробы для исследования весили, как правило, около 10 кг, хотя в отдельных случаях количество пробы могло быть и меньше. Выветрелые поверхности удаляли при опробовании, и для всех образцов объем материала, пригодного для анализа, удовлетворял требованиям, необходимым для Rb—Sr-датирования. Методики опробования и подготовки проб к анализу описаны ранее [2, 3]. Для исследования были отобраны углеродсодержащие разновидности филлитов, минеральный состав которых довольно прост: кварц, полевой шпат, тонкодисперсный мусковит и хлорит в разных количественных соотношениях. Минералогическое изучение слюдистых минералов анализированных проб филлитов с помощью рентгеноструктурных и электронографических методов исследования показало, что они представлены хлоритом и мусковитом модификации $2M_1$ различной степени совершенства.

Химическую обработку проб и выделение фракций рубидия и стронция проводили по стандартной методике [1, 2]. Изотопный состав стронция определяли методом двойного изотопного разбавления и в некоторых пробах контролировали прямыми измерениями изотопного состава из отдельно взятой навески. Воспроизводимость результатов лучше, чем $\pm 0,0001$. Измеренные изотопные отношения приведены к стандарту ВНИИМ с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70801$. Воспроизводимость измеренного отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ не хуже $\pm 1\%$. Изотопные зависимости рассчитаны методом χ^2 [9], при расчетах использовали постоянную распада ^{87}Rb , равную $1,42 \cdot 10^{11}$ лет⁻¹, которая рекомендована Международной подкомиссией по геохронологии [16].

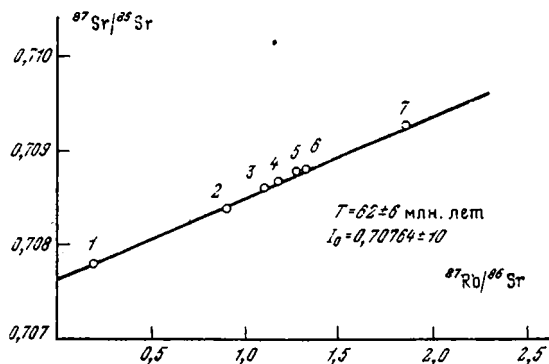
Результаты и обсуждение. Для рубидий-стронциевых геохронологических исследований было проведено опробование метаморфитов в южном и северном замыканиях метаморфического выступа Срединного хребта (фиг. 1). В южном замыкании выступала (1) в пределах Утинского золоторудного поля отобраны пять проб углеродсодержащих филлитовидных сланцев, которые определили линию наклона, отвечающую возрасту 75 ± 7 млн. лет с начальным значением $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным $0,70765 \pm 10$. В северном замыкании (2) в районе р. Круто-



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 1. Схема геологического строения южной части Срединно-Камчатского массива

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные лавы вулкана Хангар; 3 — кайнозойские и четвертичные вулканогенные образования; 4 — верхнемеловые отложения, вулканогенно-осадочные и вулканогенные; 5 — терригенные, отложения; 6 — предположительно мезозойские метаморфические сланцы (метапесчаники, филлиты, зеленые сланцы); 7 — метаморфические породы (хлорит-амфиболовые, плагиоклаз-амфиболовые сланцы андриановской свиты; филлиты, кварц-хлоритовые сланцы хейвановской и химкинской свит); 8 — кристаллические сланцы, плагинейсы и мигматиты колпаковской и камчатской серий; 9 — главные разломы; 10 — места отбора проб: 1 — южный, 2 — северный выход; на врезке — местоположение метаморфического выступа

Фиг. 2. Эволюционная диаграмма Rb-Sr-системы черных сланцев Утинского рудного поля (1-5 — номера образцов, см. таблицу)

Фиг. 3. Эволюционная диаграмма Rb-Sr-системы черных сланцев верхьев р. Крутогорова (1-7 — номера образцов, см. таблицу)

горова отобрано семь проб филлитовидных черных сланцев и получена изохронная зависимость, отвечающая возрасту 62 ± 6 млн. лет с начальным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным $0,070764 \pm 10$. Результаты аналитических исследований представлены в таблице и нанесены на обычные изохронные диаграммы (фиг. 2 и 3).

Результаты исследования изотопного состава кислорода этих же проб показали относительно небольшой разброс значения $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) 11,0–11,8‰ в южном и 11,1–12,8‰ в северном замыканиях выступа (см. таблицу). Такие значения изотопного состава кислорода типичны для метаосадочных пород.

Как известно, Rb-Sr-метод датирования кроме значений возраста определяет еще один очень важный параметр, который может давать информацию о генезисе датируемых пород, —

Характеристика проб черных сланцев Средне-Камчатского массива

Номер образца (см. фиг. 2, 3)	Характеристика пробы	Содержание, мкг/г		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$
		Rb	Sr			

Южный выход (1)

1	Сланец	81,1	257,8	0,910	0,70867	11,3
2	Метапелит	106,6	208,4	1,480	0,70914	11,0
3	"	119,5	181,4	1,906	0,70969	11,8
4	Филлит	94,3	142,9	1,909	0,70981	11,7
5	"	91,8	108,5	2,450	0,71027	11,6

Северный выход (2)

1	Метапесчаник	38,1	563,2	0,196	0,70783	12,2
2	Черный сланец	80,3	257,8	0,901	0,70833	11,1
3	То же	72,5	188,3	1,113	0,70861	11,7
4	Филлитовидный сланец	81,3	199,1	1,182	0,70873	11,4
5	То же	60,1	135,1	1,286	0,70879	12,4
6	Филлит	70,8	158,8	1,291	0,70878	12,8
7	"	83,2	129,6	1,857	0,70925	13,7

это начальное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Тот факт, что начальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. фиг. 2, 3) в породах хейванской толщи значительно выше начальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наиболее древних породах колпаковской серии [2, 3], исключает вероятность того, что мы датировали детритовый материал, унаследовавший возраст этих пород.

Начальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также исключают вероятность того, что мы получили линию смешения. Для того чтобы работал механизм смешения, необходимы по крайней мере две компоненты смеси с разными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В нашем случае такими компонентами могли бы быть, с одной стороны, морская вода и (или) терригенная составляющая с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а с другой — вулканогенные осадки с низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [4, 5, 8]. Источником терригенной составляющей могли быть породы колпаковской серии как наиболее древние для данного региона, имеющие современные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равные 0,705–0,708 [2, 3]. Примесь вулканогенного материала с низкими изотопными отношениями стронция должна была существенно сместить начальные отношения полученной линейной зависимости в сторону более низких значений. Поскольку полученные нами начальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ близки к значениям стронция в терригенной составляющей [2, 3] и морской воды мелового времени [10, 13], остается принять, что модель смешения в данном случае не имеет места. Все сказанное выше свидетельствует в пользу изохронной зависимости, а не линии смешения.

На то, что протатировано время закрытия Rb–Sr-системы при метаморфизме, а не возраст осадкообразования, указывает наличие в породах тонкодисперсного мусковита модификации $2M_1$, которая, как известно, образуется только при температуре выше 250°C . Изотопные исследования слабометаморфизованных осадков [14] показали, что уже на уровне анхизоны (цеолитовая фаза метаморфизма) глинистые минералы обнаруживают влияние процессов метаморфизма, в результате чего стирается информация об их предистории. Поэтому присутствие мусковита модификации $2M_1$ не может давать информации о времени осадкообразования и скорее всего показывает возраст кристаллизации этого минерала в породе при метаморфизме.

1. Близость начальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и небольшой разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ в достаточно удаленных (150 км) друг от друга точках опробования пород одной свиты предполагают сходство постседиментационных преобразований этих пород.

2. Высокие для Камчатского региона начальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в черных сланцах хейванской свиты близки к значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воды верхнемелового времени [10]. Это позволяет предположить, что метаморфизму подвергались продукты размыва, осадко-накопление которых происходило в условиях морского бассейна, и хемогенно-осадочные

образования, стронций которых был в равновесии с морской водой верхнемелового времени.

3. Различие в возрасте исследованных нами пород из южной и северной точек опробования выходит за пределы аналитической неопределенности и, видимо, отвечает реальному сдвигу во времени закрытия Rb-Sr-системы при метаморфизме.

4. Наличие изохронной зависимости показывает, что и при низких ступенях метаморфизма существуют условия, достаточные для перестройки Rb-Sr-систем, и преобразование пород сопровождается полным или почти полным уравниванием изотопного состава стронция в региональном масштабе, т.е. при корректном, методически обоснованном проведении опробования и тщательном минералогическом изучении метаморфитов, на основе которого непригодный для датирования материал должен исключаться, регионально метаморфизованные породы, такие, как черные сланцы, могут быть датированы Rb-Sr-методом.

5. Полученные высокие начальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, изотопные данные по углероду ($\delta^{13}\text{C} = -22,5 \pm 27,3\%$ относительно PDB) и кислороду ($\delta^{18}\text{O} = 11,0 - 12,8\%$, относительно SMOW) в исследованных породах характеризуют их как метаосадочные. Это позволяет предположить наряду с геологическими наблюдениями, что в формировании их значительную роль играли терригенная составляющая и биогенное органическое вещество. Неоднократная переработка материала пород обусловила дифференциацию вещества черных сланцев, являющихся материнскими для ряда полезных ископаемых, в том числе и рудных.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-8531).

Список литературы

1. Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала // Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол. 1983. Вып. 376. С. 184-196.
2. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58-64.
3. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30-38.
4. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 78-103.
5. Волюнец О.Н., Аедейко Г.Н., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Sr-изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 19-27.
6. Геология СССР. Т. XXXI. Ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.
7. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 128 с.
8. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др. Изотопный состав ниодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора — мантия. М.: Наука, 1986. С. 62-78.
9. Соколов Д.Д., Буякайте М.И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий-стронциевой геохронологии // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С. 207-217.
10. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
11. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1985. 138 с.
12. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
13. Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A. et al. Variation of seawater, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time // Geology. 1982. V. 10. P. 516-519.
14. Clauer N. Utilisation de la methode rubidium-strontium pour la datation d'une schistosite de sediments peu metamorphises: application au Precambrian 11 de la boutonniere de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc) // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. V. 22. P. 404-412.
15. Montigni R., Faure G. Contribution au probleme de l'homogenisation isotopique du strontium des roches totales au course de metamorphisme: Cas du Wisconsin Range, Antarctique // Compt. Rend. Akad. Sci. 1969. V. 268. P. 1012-1015.
16. Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth. and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359-362.



ВАЛЕРИЙ ПЕТРОВИЧ ПЕТРОВ

1 января 1993 г. на 85-м году жизни скончался один из крупнейших отечественных петрографов, заслуженный деятель науки и техники РСФСР, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ РАН, профессор Валерий Петрович Петров.

Многогранная новаторская деятельность Валерия Петровича Петрова в области неметаллических полезных ископаемых характеризует широкий круг его научных интересов. Уже в 30-х годах он выдвинулся в число крупнейших петрографов-магматистов. Написанные им региональные сводки, в том числе наиболее крупная — "Петрография Грузии" (1945 г., совместно с Д.С. Белянкиным), до сих пор не утратили своего важного значения. В 30-е годы утвердилось одно из главных направлений исследований В.П. Петрова, сохранившееся доныне и выдвинувшее его в число ведущих петрографов страны. Широко известны его многочисленные работы, посвященные вулканизму и вулканитам, интрузивным породам (от лабрадоритов до гранитов и пегматитов), выявлению взаимозависимостей оптики и состава породообразующих минералов. Большой вклад в развитие петрографических методов исследования внесли созданные им руководства — "Кристаллооптика" (совместно с Д.С. Белянкиным) и "Иммерсионный метод", неоднократно издававшиеся в СССР и ряде зарубежных стран. В 1950—1960 гг., в период "гранитной дискуссии", Валерий Петрович в ряде работ последовательно отстаивал концепцию происхождения интрузивных пород и совместно с коллективом физиков осуществил серию экспериментов при высоких температурах и

давлениях, проливших свет на механизм генерации расплавов в условиях больших глубин. В монографии "Магма и генезис магматических пород" (1972 г.) Валерий Петрович, подводя итоги, формулирует свою глобальную концепцию магматизма как проявления свойств жидкой фазы Земли, вариации которых от пресных поверхностных вод до гипербазитовых расплавов определяют глубинность.

В годы Отечественной войны В.П. Петров стал одним из главных организаторов новой сырьевой базы огнеупорной промышленности на Урале. Патриотический долг побудил Валерия Петровича переквалифицироваться в геолога-нерудника, и это послужило истоком нового направления его исследований — интереса к древней коре выветривания и связанным с ней неметаллическим полезным ископаемым. В результате детального изучения уральских каолинов при дальнейшем расширении наблюдений на территории нашей страны и анализа мировой литературы В.П. Петровым выдвинут ряд оригинальных положений, в том числе общая концепция о глобальных эпохах мощного выветривания в периоды планетарного тектонического покоя и представление о древней коре выветривания как ископаемой почве, реакционной пленке между био- и литосферой. Эта теория пользуется все возрастающим признанием в СНГ и за рубежом, служит надежной основой изучения известных и прогнозирования поисков новых месторождений многих полезных ископаемых (каолина, бокситов, песков и др.). Впервые изложенная в докторской диссертации, опубликованной в 1948 г., эта концепция развита и дополнена В.П. Петровым в десятках работ, в том числе в широко известной монографии "Основы учения о древней коре выветривания" (1967 г.).

С 1949 г. В.П. Петров заведует отделом неметаллических полезных ископаемых ИГЕМ АН СССР. В деятельности этого научного коллектива, как и его руководителя, неизменно органически сочетаются теоретические и прикладные аспекты. Исследования развиваются в наиболее перспективных и актуальных направлениях и завершаются выявлением новых видов полезных ископаемых, разработками новых прогнозно-геологических и технологико-минералогических подходов. Лично Валерий Петрович был инициатором создания перлитовой промышленности, выступив в 1955 г. в печати не только с обоснованием ее актуальности, но и с широким прогнозом перлитосности вулканических провинций СССР. Все дальнейшее бурное развитие перлитовой промышленности с сооружением десятков заводов и выходом СССР на мировую арену в качестве экспортера перлита целиком определено первоначальным прогнозом В.П. Петрова. Лично Валерию Петровичу принадлежат инициативы внедрения ряда других видов сырья, в том числе в самое последнее время высокоглиноземистых огнеупоров. Совместно со своими сотрудниками и учениками В.П. Петров рекомендовал к освоению и участвовал во внедрении в народное хозяйство безжелезистых гранитов, щелочных каолинов и фарфорового камня как новых видов керамического сырья, порошковатых тальцитов коры выветривания, брусита, волластонита, мелкочешуйчатой слюды и др.

Деятельность В.П. Петрова как ведущего специалиста страны в области неметаллических полезных ископаемых далеко выходит за рамки небольшого академического коллектива. Он участвовал как в общественном планировании геологоразведочных и исследовательских работ по неметаллам, так и непосредственно консультировал многие институты и промышленные предприятия, руководил всесоюзными и межведомственными совещаниями, проводил экспертизы в Комиссии по запасам и на месторождениях. Геологи-нерудники черпают знания о декоративном и облицовочном камне, асбесте, пьезокварце, слюдах, тальке, апатите, различных глинах, перлите и других вулканогенных полезных ископаемых в многочисленных статьях В.П. Петров и в десятках монографий, вышедших при его участии и под его редакцией. Общее число опубликованных им печатных работ приближается к пятистам.

Авторитет во всех сферах его научной деятельности обусловил руководящую роль В.П. Петрова в соответствующих координационных органах — Совете по рудообразованию (председатель комиссии неметаллов), Петрографическом комитете (член бюро), в комиссиях по осадочным породам и глинам (зам. председателя). В.П. Петров в течение многих лет являлся активнейшим членом редколлегии журнала "Известия АН СССР. Серия геологическая".

Одна из привлекательных черт личности Валерия Петровича — готовность и даже потребность щедро делиться своими знаниями и опытом. Сразу же по окончании Ленинградского университета в 1927 г. он преподавал многие годы в ряде высших учебных заведений, вел различные курсы, воспитал сотни специалистов, в том числе более двух десятков кандидатов наук, охотно выступал с лекциями и опубликовал немало научно-популярных статей и книг, написанных на редкость просто и занимательно.

Чрезвычайно обширна география деятельности В.П. Петрова. Начав с Кавказа и Урала, он работал затем на Украине, в Сибири, на Дальнем Востоке, Кольском полуострове, посещал самые разные уголки нашей страны. Массу интересных наблюдений вынес он и из поездок во многие государства всех континентов. Коллегам в братских странах даже краткие его посещения неизменно приносили большую пользу. Так, при поездке во Вьетнам он помог открыть месторождение асбеста, в Польше — освоить месторождение щелочных каолинов, на Кубе — мраморов, в Югославии, Чехословакии и бывшей ГДР обосновал принципы поисков месторождений, связанных с древней корой выветривания, и т.д. Международное признание Валерия Петровича выразилось в публикации его работ во многих европейских и азиатских странах, а также в США. Он награжден медалью Карлова университета, состоял членом Лондонского минералогического общества и Международной комиссии по геологической корреляции каолинов. Важный вклад в международные связи внес В.П. Петров как переводчик и редактор переводов многих фундаментальных зарубежных трудов.

Большие и многосторонние заслуги Валерия Петровича по достоинству оценены — он награжден тремя орденами Трудового Красного Знамени, орденом "Знак Почета" и многими медалями.

Наша страна потеряла крупного исследователя, замечательного человека и выдающегося организатора. Память о Валерии Петровиче Петрове сохранится в наших сердцах.

Редколегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический комитет

Сотрудники Лаборатории неметаллических
полезных ископаемых ИГЕМ РАН



ВИТАЛИЙ БОРИСОВИЧ ТАТАРСКИЙ

27 февраля с.г. ушел из жизни Виталий Борисович Татарский профессор Санкт-Петербургского университета, почетный член Всероссийского минералогического общества, выдающийся ученый кристаллограф, литолог и нефтяник. Он внес заметный вклад в развитие геологии.

Виталий Борисович разрабатывал проблемы физической кристаллографии — кристаллооптики. Написанное им руководство по кристаллооптике и иммерсионному анализу пользуется всеобщим признанием и является настольной книгой минералогов, петрографов, литологов и геохимиков. Стиль изложения руководства отличается точностью и сжатостью формулировок, отражающих ясность и четкость мысли.

Особо следует отметить хорошее знание иммерсионного метода исследования вещества, развитию и применению которого в нашей стране автор приложил много сил. В.Б. развил и обогатил иммерсионный метод многими новыми находками: рекомендациями по использованию окрашенной полоски Бекке, методом определения показателей преломления в мелких зернах, использованием спайности при диагностике минералов в иммерсионных препаратах и др.

В.Б. был учеником Осипа Марковича Аншелеса, основателя и руководителя кафедры кристаллографии Ленинградского университета. Приняв у него эстафету, В.Б. успешно руководил кафедрой кристаллографии с 1958 вплоть до 1970 г. Хотя это и несколько необычно, но надо признать, что развитие литологических исследований в нашей стране связано с кафедрой кристаллографии Ленинградского университета и ее заведующими — О.М. Анше-

лесом и В.Б. Татарским. Помимо разработки иммерсионного метода, они исследовали также осадочные горные породы и осадочные минералы (девонские отложения Северо-Запада европейской части СНГ, пермские отложения Донбасса и его окраин).

Как литолог В.Б. занимался главным образом карбонатными породами и минералами, и в частности уделял много внимания доломиту. Его разработки по генезису доломита вошли в учебники и учебные пособия под названием *реакция Татарского* — образование доломита в сильнощелочной среде благодаря взаимодействию углекислого аммония (образуется при разложении органического вещества с сульфатами магния). На основании изучения карбонатных пород палеогена Таджикской депрессии и Ферганской долины В.Б. показал неприменимость реакции Гайдингера для объяснения условий образования пластовых доломитов. Им был исследован также противоположный процесс — раздоломичивания, имеющий большое практическое значение.

Виталий Борисович создал отличное руководство по диагностике карбонатных минералов в иммерсии и с применением реакций окрашивания. Это руководство выдержало два издания (в 1952 и 1955 гг.) в виде отдельной брошюры и получило широкое признание среди специалистов; было переведено на многие иностранные языки.

Однако его деятельность как литолога не ограничивалась исследованием карбонатных пород и минералов. В 30-е годы им проведено детальное исследование надкарбонатных (терригенных) отложений Донецкого каменноугольного бассейна с целью определения возможности корреляции разрезов по акцессорным минералам. К сожалению, из этой большой работы были опубликованы только небольшие выдержки в Геологическом журнале Академии наук Украины (1934 г.).

Докторскую диссертацию В.Б. защищал также по литологии карбонатных пород: Петрография бухарского яруса Таджикской депрессии и некоторые вопросы петрографии карбонатных пород (1952—1953 гг.).

В.Б. интересовался и проблемами происхождения нефтяных месторождений. В 1937 г. он закончил детальные исследования нефтеносных отложений Ферганской долины, а в 1950 г. выпустил инструкцию для нефтяников по методике петрографического изучения осадочных пород. В 1954 г. В.Б. опубликовал в Вестнике ЛГУ статью о генезисе нефти, а в 1955 г. большая статья "О карбонатных нефтематеринских отложениях" была напечатана в сборнике "Происхождение нефти" (Гостоптехиздат, 1955, с. 358—405).

В этих работах автор выступил как сторонник органического происхождения нефти и возможности ее генерации в карбонатных отложениях.

В.Б. многие годы читал курс "Петрографии осадочных пород" для студентов геологического факультета Ленинградского университета. Он вел также и другие курсы, связанные с кристаллографией и литологией. За преподавательское мастерство он был награжден грамотой Ленинградского университета.

В.Б. был замечательным человеком — доброжелательным и отзывчивым. Следующий пример весьма для него характерен. Когда его аспиранту-иностранцу не разрешили (из соображений секретности) выехать в экспедицию для сбора материалов по кандидатской диссертации, В.Б. поехал сам и собрал необходимый материал.

Прощаясь с нашим дорогим коллегой, мы можем с полным правом сказать, что Виталий Борисович Татарский был рыцарем, в полном смысле этого слова, в науке и в жизни.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический комитет РАН

Санкт-Петербургский университет



АЛЕКСЕЙ ИВАНОВИЧ ЛЯШЕНКО

Наука о Земле понесла тяжелую утрату: 23 августа 1992 г. на 76-м году жизни после тяжелой, непродолжительной болезни скончался выдающийся литолог, стратиграф-палеонтолог, доктор геолого-минералогических наук, академик Российской народной академии наук Алексей Иванович Ляшенко.

А.И. Ляшенко родился 24 марта 1917 г. в с. Заброды Харьковской области в семье крестьянина. Трудовую жизнь начал рабочим на ст. Армавир Азово-Черноморской железной дороги. В 1941 г. с отличием окончил Киевский государственный университет, ушел на фронт добровольцем, с 1941 по 1945 гг. находился в рядах Советской Армии. Его военные изобретения использовались на фронте. Ветеран Великой Отечественной войны. Имел 13 правительственных наград, в том числе ордена Отечественной войны I и II степеней.

В послевоенные годы А.И. Ляшенко поступил в аспирантуру ГИН АН СССР; под руководством акад. Д.В. Наливкина он разрабатывал различные проблемы учения о фациях и стратиграфии чехла Русской платформы. Его докторская диссертация была посвящена экологии и стратиграфии девона; она недолго определила судьбу ученого.

В течение многих десятков лет А.И. Ляшенко работал во ВНИГНИ, где успешно связывал между собой различные аспекты литологии, стратиграфии девона и нефтегазоносности; в

трудах этого периода оказались органически сплетены задачи теории и практики геологоразведочных работ.

Научная деятельность А.И. Ляшенко была направлена на разработку биостратиграфии девона Русской платформы и прежде всего на анализ комплексов брахиопод. А.И. Ляшенко описал около 500 видов и 600 родов брахиопод, более половины из них описаны в различных журнальных статьях и монографиях. Проведенное им монографическое изучение брахиопод явилось крупным вкладом в исследование этой группы организмов и привело к существенному уточнению стратиграфии девонской шкалы. Им лично было выделено свыше 70 стратиграфических подразделений. А.И. Ляшенко является автором 150 работ, большинство из которых опубликованы, среди них восемь монографий. Его монографии по палеонтологии и стратиграфии являются настольными книгами специалистов по девону и достоянием палеонтологов всего мира. Член ВАК, бюро девонской комиссии, ВПО, МОИП, неизменный активный участник многочисленных совещаний, сессий, симпозиумов по стратиграфии и фауне девона, он достойно прошел свой творческий и научный путь.

Доброе имя Алексея Ивановича Ляшенко, крупнейшего ученого, прекрасного человека, отличного семьянина, надолго сохранится в сердцах геологов мира и близких.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

Межведомственный
литологический комитет РАН

Сотрудники ВНИГНИ

СОДЕРЖАНИЕ ЖУРНАЛА за 1993 год

<i>Аматов С., Детыненко Л.А.</i> Характеристика органического вещества отложений углеродисто-кремнисто-сланцевой формации Туркестано-Алайского региона	№ 2
<i>Астахов А.С., Ващенко Н.Г.</i> Морфометрический анализ терригенного кварца при литодинамических и палеогеографических реконструкциях	№ 5
<i>Афанасьева М.С., Вишневская В.С.</i> Радиоларии прошлого как индикаторы эволюции кремнисто-карбонатного осадконакопления	№ 5
<i>Борисенко Л.Ф.</i> Перспективные типы галлийсодержащих месторождений	№ 1
<i>Бородин Л.С.</i> Петрохимическая эволюция архейской континентальной коры	№ 4
<i>Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А., Щибрик В.И., Соколова А.Л.</i> Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана (главные компоненты, редкие земли, рассеянные элементы)	№ 3
<i>Вознесенская Т.А.</i> Вещественный состав отложений каледонского обрамления Хангайского синклинали (Центральная Монголия)	№ 6
<i>Волков И.И.</i> Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов. Сообщение 1. Марганец	№ 3
<i>Глушанкова Н.И.</i> Строение новейших отложений и палеогеография вневдвиниковой области Среднего Поволжья	№ 1
<i>Горожанина Е.Н.</i> Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале.	№ 2
<i>Горшков А.И., Дриц В.А., Штеренберг Л.Е., Сахаров Б.А., Сивцов А.В., Соколова А.Л.</i> Новая структурная разновидность асболоан-бузерита с несоизмерными Mn^{4+} - Mn^{3+} -слоями.	№ 2
<i>Дмитриевский А.Н.</i> Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 1. Теоретические и методологические основы системно-литологических исследований.	№ 1
<i>Дмитриевский А.Н.</i> Системный подход в литологии: исходные предпосылки, возможности, перспективы. Сообщение 2. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов	№ 3
<i>Золотарев Б.П., Брошев-Шак В.А., Федоров П.И.</i> Вторичные изменения меловых базальтов вулканогенно-осадочных комплексов юга Корякского нагорья	№ 1
<i>Ковалевская И.С., Моргунов Б.Г., Рысков Я.Г., [Самойлова Е.М.]</i> Геохимические закономерности формирования минералов крупной фракции почв сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья	№ 6
<i>Константиновский А.А., Пачуковский В.М., Захарова О.Н.</i> К проблеме рудоносности Тимана.	№ 5
<i>Копарулин В.И.</i> Литология и условия накопления нижнекембрийских отложений в низовьях р. Баян-Кол (Центральная Тува).	№ 3
<i>Корневский С.М.</i> Эвапориты и рудогенез. Сообщение 1. Минерогения калиеносных формаций.	№ 4
<i>Корневский С.М.</i> Эвапориты и рудогенез. Сообщение 2. Особенности размещения и критерии прогноза минерогения калиеносных формаций	№ 5

Кулешов В.Н., Домбровская Ж.В. К вопросу о генезисе карбонатных марганцевых руд Мангышлакского месторождения (по данным изотопного состава углерода и кислорода)	№ 2
Курило М.В. Стадиальные минералого-геохимические изменения в породах угленосной формации Донбасса	№ 2
Масленников В.В. Черносланцевые отложения золоторудных районов (на примере Восточного Казахстана)	№ 2
Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 1. Петрография и минералогия	№ 1
Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 2. Геохимия	№ 2
Махнач А.А., Гулис Л.Ф. Желваковые кремни в карбонатных отложениях девона и мела Беларуси. Сообщение 3. Генезис	№ 6
Михайлов Б.М. Марганцевые руды России	№ 4
Михайлов Б.М., Басков Е.А., Горбачев Б.Ф., Долгополов В.Ф. Генетические группы рудоносных экзогенных формаций	№ 6
Недумов Р.И. Проблемы литологии, геохимии и палеогеографии кайнозойских отложений Предкавказья. Сообщение 1. О связи условий формирования с литологией и геохимией майкопских отложений.	№ 6
Осовецкий Б.М., Трушин А.М. Структура крупнообломочного аллювия р. Белой	№ 4
Патык-Кара Н.Г., Тихомирова Е.В. Геохимические особенности активного слоя донных осадков	№ 4
Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири).	№ 1
Расулова С.Д., Яшунский Ю.В. О способах выделения эпигенетических типов сероцветных пород на пластово-инфильтрационных месторождениях	№ 5
Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Сравнительный анализ количественных параметров строения и распространенности групп формаций на Восточно-Европейской и других древних платформах мира	№ 4
Рысков Я.Г., Олейник С.А., Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Ковалевская И.С., Морсун Е.Г., <u>Самойлова Е.М.</u> Геохимические обстановки в почвах сопряженных ландшафтов Центрального Предкавказья.	№ 3
Сафронов В.Т., Степанова Н.А. Карбонатные породы лудиковийского этапа раннего протерозоя Северо-Карельской синклинальной зоны (петро-геохимический аспект) .	№ 2
Свищов А.А., Воскресенская Т.Н. Литология и фации четвертичных отложений российского побережья Каспия	№ 6
Скорнякова Н.С., Свальнов В.Н., Мухина В.В. Погребенные конкреции восточной приэкваториальной зоны Тихого океана	№ 5
Солодов И.Н., <u>Киреев А.М.</u> , Зеленова О.И., Умрихин В.А. Техногенные окислительные изменения восстановленных ураноносных песчаных отложений морского генезиса	№ 6
Тимофеев П.П., Троицкий В.И. Фациальные и формационные исследования — основа системного анализа уровней организации осадочных образований (к теории формационного анализа)	№ 6
Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 1. Фазовые превращения как главный фактор дифференциации вещества	№ 2
Холодов В.Н. Основы геохимии осадочного процесса. Сообщение 2. Типы бассейнов седиментации и источники питания как факторы дифференциации вещества	№ 5

<i>Холодов В.Н., Пауль Р.К.</i> Проблемы генезиса древних фосфоритов	№ 3
<i>Ушатинская Г.Т., Хераскова Т.Н.</i> Обстановки седиментации в раннем и среднем кембрии в окрестностях горы Сладкие Коренья.	№ 1
<i>Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Джаббур Р.</i> Триас-юрские бокситы Сирии	№ 4
<i>Цыкин Р.А., Свиридов Л.И.</i> Состав и условия образования марганценовой пачки подъемской свиты верхнего рифея (Енисейский край)	№ 5
<i>Шатский Г.В., Зайцевская Ю.В.</i> Проблемы изотопии и сульфатредукции осадочно-вулканогенных комплексов Кукасозерской зоны	№ 4
<i>Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н.</i> Литология и условия образования четвертичных отложений в восточной (привоземельской) части Баренцева моря	№ 1
<i>Япаскурт О.В., Давыденко Г.М., Золотарев Д.А., Косоруков В.Л.</i> Пострифтовый седиментогенез каменноугольного периода в Северном Верхоянье	№ 3
Краткие сообщения	
<i>Авдонин В.В., Сергеева Нат.Е.</i> Конкреции в околорудных породах и рудах Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений	№ 5
<i>Аду Т.К., Паранько И.С.</i> Геология и некоторые аспекты условий формирования метатерригенных толщ структуры Тарква (Центральная Гана)	№ 2
<i>Алексеев В.В.</i> К эволюции голоценового бентогенного карбоната накопления на Медвежинском мелководье Баренцева моря.	№ 3
<i>Багдасаров Ю.А., Дубинчук В.Т., Мещанкина В.И.</i> Находка коффинита в цирконийсодержащих осадочно-метаморфизованных доломитовых толщах венда Алданского щита	№ 3
<i>Верзилин Н.Н.</i> К проблеме выявления палеогеоморфологических и палеодинамических обстановок осадконакопления на северо-западе Русской плиты в конце перми — начале триаса	№ 5
<i>Голубовская Е.В.</i> О проблеме глауконита в керченских железных рудах	№ 1
<i>Горбачев О.В., Аббясов А.А., Чистякова Н.Н.</i> Редкие земли в фосфатно-углеродистых отложениях как индикатор палеофациальных условий	№ 4
<i>Григорьев В.С., Лобзова Р.В.</i> Изотопы стронция и время метаморфизма черных сланцев Срединно-Камчатского массива.	№ 6
<i>Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Абесадзе Г.Н.</i> Золотоносные диагенетические пиритовые конкреции	№ 4
<i>Жмур С.И., Горленко В.М., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А., Лобзова Р.В.</i> Цианобактериальная бентосная система — продуцент углеродистого вещества шунгитов нижнего протерозоя Карелии	№ 6
<i>Загородных В.А.</i> Рудопроявления цветных и редких металлов в верхнепермских отложениях Юго-Западной Прибалтики	№ 3
<i>Кузнецов И.И., Мальченко Е.Г., Горяев С.М.</i> Перспективы поисков палеозойских руд марганца на территории Казахстана	№ 6
<i>Лазаренко А.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Семенов В.В.</i> Об устойчивости основных типов почв и растительности в плейстоцене в лёссовых толщах Копетдага	№ 3

Мудренко Л.М., Орлеанский В.К., Крылов И.Н. Лабораторное моделирование образования онколитов группы <i>Osagia</i>	№ 1
Осокин П.В. О распределении элементов-примесей в углях Северной Монголии и Южного Забайкалья	№ 2
Седлецкий В.И., Федин В.П. О некоторых проблемах соленакопления	№ 2
Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г. Минералы содоносных осадочных и вулканогенно-осадочных формаций	№ 1
Усенков С.М. Гранулометрия прибрежно-морских осадков северо-востока Сахалина ..	№ 1
Федоренко Я.Д. Целестин и стронций в гипсах и гипсоносных отложениях девона Латвии	№ 6
Шевченко Б.Ф. О возможностях метода повторных фототеодолитных съемок при изучении некоторых экзогенных процессов (результаты стационарных исследований) ..	№ 5
<i>Критика</i>	
Головёнок В.К. Замечания по поводу некоторых представлений Б.М. Михайлова о докембрийских корях выветривания	№ 4
Кузнецов В.Г. Анализ осадочных бассейнов — одно из направлений современной западной седиментологии	№ 2
<i>Хроника</i>	
Кузнецов В.Г. 13-я Европейская конференция Международной ассоциации седиментологов	№ 4
Яншин А.Л. Творчество Льва Борисовича Рухина (к 80-летию со дня рождения)	№ 2
Андрей Сергеевич Соколов	№ 4
<u>Алексей Иванович Ляшенко</u>	№ 6
<u>Валерий Петрович Петров</u>	№ 6
<u>Виктор Иванович Покрышкин</u>	№ 4
<u>Евгения Валериановна Рухина</u>	№ 4
<u>Виталий Борисович Татарский</u>	№ 6
К сведению читателей нашего журнала	№ 2
Содержание журнала за 1993 год	№ 6

ГЛУБОКОУВАЖАЕМЫЕ ЧИТАТЕЛИ!

Как Вам известно, в журнале "Литология и полезные ископаемые" печатаются статьи, освещающие основные вопросы литологической теории, наиболее интересные результаты региональных литологических исследований, проблемы минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород, осадочных полезных ископаемых и теории осадочного рудообразования, материалы по составу и генезису современных осадков, методические вопросы, результаты экспериментальных исследований, материалы по истории литологии, обзоры достижений по различным вопросам литологии как в России, так и в странах СНГ, информация о съездах, совещаниях и научной жизни различных геологических организаций.

Редакционная коллегия журнала прилагает все усилия для того, чтобы сохранить тираж журнала и его научное направление.

В связи с этим руководство журнала просит Вас принять все возможные меры для организации подписки на журнал на 1994 г. (Возможно отдельно на II, III и IV кварталы).

Подписаться на журнал могут организации и частные лица. Руководство журнала просит Вас сообщить о результатах организованной Вами подписки, которые будут отныне обязательно учитываться при прохождении материалов и публикации научных статей.

Редколлегия журнала
"Литология и полезные ископаемые"

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

ХОЛОДОВ В.Н. (главный редактор), **ТИМОФЕЕВ П.П.** (зам. главного редактора),
МИХАЙЛОВ Б.М. (зам. главного редактора),
БУТУЗОВА Г.Ю. (ответственный секретарь), **ВОЛКОВ И.И.**, **ДМИТРИЕВСКИЙ А.Н.**,
КОНОНОВ В.И., **КОНЮХОВ А.И.**, **МИГДИСОВ А.А.**, **МУРДМАА И.О.**,
СЕДЛЕЦКИЙ В.И., **СИДОРЕНКО С.А.**, **ШНЮКОВ Е.Ф.**, **ЯПАСКУРТ О.В.**

EDITORIAL BOARD:

KHOLODOV V.N. (editor), **TIMOFEEV P.P.** (deputy chief editor),
MIKHAILOV B.M. (deputy chief editor),
BUTUZOVA G.Ju. (secretary in charge), **VOLKOV I.I.**, **DMITRIEVSKY A.N.**,
KONONOV V.I., **KONYUKHOV A.I.**, **MIGDISOV A.A.**, **MURDMAA I.O.**,
SEDLITSKY V.I., **SIDORENKO S.A.**, **SHNYUKOV E.F.**, **YAPASKURT O.V.**

Адрес редакции:

109017, Москва. Ж-17, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН
телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т.А. Шелепина

Технический редактор Л.В. Кожина

Сдано в набор 27.09.93. Подписано к печати 20.10.93 Формат бумаги 70х100¹/₁₆
Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,7 Усл.кр.-отт. 6,0 тыс. Уч.-изд.л. 15,0. Бум.л. 4,5
Тираж 506 экз. Зак. 348 Цена 21 р.

Адрес редакции: 109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер. 7,
ГИН АН СССР. тел. 230-81-77
Московская типография № 2 ВО "Наука", 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

21 р.

Индекс 70493