



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

2

1976

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СОДЕРЖАНИЕ

Проблемы советской литологии в новой пятилетке (передовая)	3
<i>Н. А. Лисицына, Г. Ю. Бутузова.</i> Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан	9
<i>Т. В. Розанова.</i> О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса	22
<i>В. Н. Свальнов, А. Н. Рудакова.</i> Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана	35
<i>А. Г. Черняховский, Б. П. Градусов, Н. П. Чижикова.</i> Типизация, генезис и география современных кор выветривания	47
<i>Ю. Г. Цеховский.</i> О заполнении бокситами карстовых депрессий на Аркалыкском месторождении в Казахстане	64
<i>Н. Г. Патык-Кара.</i> Виды и особенности зональности оловянных россыпей	76
<i>И. Ф. Кашкаров, Ю. А. Полканов.</i> О распределении минералов прибрежных титаноносных россыпей по скорости падения в воде и крупности зерен	84
<i>И. Г. Берзина, М. И. Карпова, Р. Ш. Харитонова.</i> О распределении урана в платформенных фосфоритах желвакового типа	90
<i>Е. А. Соколова.</i> К вопросу о генезисе стратиформных месторождений (на примере марганцевых месторождений Кубы)	99
<i>С. Н. Суслова, В. В. Хохлов, В. И. Латикайнен.</i> Расчленение пара- и ортоамфиболитов по геохимическим данным с применением дискриминантной функции	118

Краткие сообщения

<i>С. Е. Сакс, А. Н. Гавшина.</i> Перенос касситерита водными потоками	129
<i>Р. С. Родин.</i> О дальности переноса галек бокситов в низовьях р. Подкаменной Тунгуски	134
<i>Н. М. Заири, Т. П. Кузнецова, Г. В. Ручкин, В. П. Стрижев.</i> Источники серы и некоторые вопросы генезиса Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения	139
<i>А. М. Пустыльников.</i> О происхождении боратовой минерализации в кембрийских соленосных отложениях Сибирской платформы	146
<i>А. С. Войновский.</i> О субстрате пироксеновых гнейсов северной части Ингуло-Ингулецкого района Украинского щита	149

Хроника

<i>П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов, В. И. Копорулин.</i> Проблемы литологии на IX Международном седиментологическом конгрессе	153
---	-----

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1976

CONTENTS

Problems of Soviet lithology for the new Five — Year Plan (editorial)	3
<i>N. A. Lisitsina, G. Yu. Butusova.</i> Zeolites in sediments of the lithological profile through the Pacific Ocean	9
<i>T. V. Rozanova.</i> On kerolith, pyrrhotite and troilite in sediments of the Khessa depression	22
<i>V. N. Svalnov, A. N. Rudakova.</i> Composition of the coarse-aleuritic fraction of recent sediments in the eastern part of the Indian Ocean	35
<i>A. G. Chernyakhovsky, B. P. Gradusov, N. P. Chizhikova.</i> Typization, genesis and geography of the recent crusts of weathering	47
<i>Yu. G. Tsekhovsky.</i> On filling the karst depressions with bauxites on the Arkalyk deposit in Kazakhstan	64
<i>N. G. Patyk-Kara.</i> Types and peculiarities of zonation of tin streams	76
<i>I. F. Kashkarov, Yu. A. Polkanov.</i> On distribution of minerals of near-shore titanium-bearing stream by rate of sedimentation in water, and size of grains	84
<i>I. G. Berzina, M. I. Karpova, R. Sh. Kharitonova.</i> On distribution of uranium in platform phosphorites of the nodular type	90
<i>E. A. Sokolova.</i> On genesis of stratiform deposits (on the example of manganese deposits of Cuba)	99
<i>S. N. Suslova, V. V. Khokhlov, V. I. Latikainen.</i> Distinguishing of para- and ortho-amphibolites according to geochemical data with the use of a discriminant function	118

Short Notes

<i>S. E. Saks, A. N. Gavshina.</i> Transfer of cassiterite by water streams	129
<i>R. S. Rodin.</i> On the distance of transfer of bauxite pebbles in the lower course of the Podkamennaya Tunguska river	134
<i>N. M. Zairi, T. P. Kuznetsova, G. V. Ruchkin, V. P. Strizhev.</i> Sources of sulphur and some problems of genesis of the Kholodninsky pyrite-polymetallic deposit	139
<i>A. M. Pustynnikov.</i> On origin of borate mineralization in Cambrian salt-bearing deposits of the Siberian platform	146
<i>A. S. Voinovsky.</i> On substratum of pyroxene gneisses of the northern part of the Ingulo-Inguletsky region of the Ukrainian shield	149

Chronicle

<i>P. P. Timofeev, V. N. Kholodov, V. I. Koporulin.</i> Problems of lithology at the IX International Sedimentological Congress	153
---	-----



ПРОБЛЕМЫ СОВЕТСКОЙ ЛИТОЛОГИИ В НОВОЙ ПЯТИЛЕТКЕ

Наша страна успешно завершила девятую пятилетку. В обстановке большого трудового подъема подведены итоги проделанной работы и намечены новые рубежи во всех областях народного хозяйства. Успехи промышленности и сельского хозяйства создали прочную базу для подъема материального и культурного уровня советского народа.

Большую роль в выполнении задач девятой пятилетки сыграла советская наука. Она развернула широкий фронт фундаментальных исследований, что способствовало созданию крупных резервов для ускорения прогресса социалистического общества. Празднование 250-летнего юбилея Академии наук СССР показало то огромное значение, которое в нашей стране придается всестороннему развитию науки, глубоко влияющей на уровень социалистического производства. В дни юбилея советская общественность имела возможность близко ознакомиться с важнейшими достижениями разных направлений советской науки и оценить их успехи и перспективы дальнейшего развития.

Литология, или наука об осадочных породах и связанных с ними полезных ископаемых, представляет собой важный раздел в геологическом цикле знаний. Ее значение определяется тем, что более 80% всех полезных ископаемых добывается из осадочных или первично-осадочных пород, а изучение осадочного чехла является основой познания истории развития нашей планеты.

Научно-техническая революция 70-х годов поставила перед науками геологического цикла ряд принципиально новых задач, и прежде всего заставила рассматривать нашу планету в целом, как единый механизм, составными частями которого являются континенты, моря и океаны, геоструктуры первого порядка, различные климатические зоны и вулканические пояса. Такой новый глобальный подход к геологическим явлениям усилил, с одной стороны, связи между отдельными дисциплинами геологического цикла, потребовал комплексности в решении геологических проблем, а с другой — поднял каждую из наук на качественно новую методическую ступень.

Теоретическая литология в содружестве с геотектоникой, стратиграфией, наукой о полезных ископаемых, минералогией, кристаллохимией и другими геологическими науками вступает в новую стадию своего развития, стоит на пороге создания глобальной теории седименто- и литогенеза.

На протяжении нескольких десятков лет литология решала четыре крупные теоретические проблемы — литология докембрия (1), литогенез фанерозойских отложений, слагающих континентальный блок (2), лито-

генез осадков и пород океанов (3), закономерности размещения и условия образования осадочных полезных ископаемых (4).

Разработка проблемы осадочной геологии докембрия началась с 60-х годов на базе комплексных литологических, минералогических и геохимических исследований, ставящих своей целью прежде всего разграничение пара- и ортопород. Большую помощь в этом отношении оказывают находки первичных осадочных структур и текстур, представляющих собой вещественное доказательство осадочного генезиса сильно метаморфизованных, а иногда даже полностью переплавленных древних образований. Было установлено, что очень многие сильно метаморфизованные породы докембрия прошли в своем развитии две стадии: стадию осадочного породообразования и стадию метаморфизма, ультраметаморфизма и анатексиса.

Снятие вторичного влияния метаморфизма и реконструкция первичного осадочного начала в отложениях кристаллического комплекса позволили установить, что среди первичных пород докембрия имеются все типы осадочных образований, характерные для фанерозоя: коры выветривания, разнообразные пески, глины, железные руды, бокситы, фосфориты, карбонатные, органогенные и галогенные породы. Оказалось также, что соотношение между осадочным процессом и магматизмом в докембрии аналогично этому соотношению в фанерозое; можно уверенно говорить о принципиальном единстве геологических процессов на протяжении всей истории Земли.

Выполненные исследования позволяют перейти к реконструкции палеогеографических обстановок осадкообразования для отдельных временных стратиграфических уровней докембрия. Особенно большую информацию в этом отношении может дать изучение кластогенных пород — метаконгломератов, метапесчаников, кварцитов, а также древних метаморфизованных кор континентального выветривания.

Одной из важных задач в области осадочной геологии докембрия является разработка представлений об эволюции осадконакопления в архее, протерозое и рифее. Для этого нужно познать характер и специфику докембрийского осадочного процесса путем изучения всего многообразия докембрийских осадочных пород комплексом современных методов. Большое значение при этом имеет сопоставление объемов различных пород во времени с точной характеристикой их среднего химического состава.

Весьма информативной частью древнейших осадочных образований является органическое вещество, бывшее во все времена, начиная с раннего докембрия, активным фактором литогенеза. С появлением на Земле древнейшего живого вещества связаны распространение в атмосфере свободного кислорода и реализация сложных окислительно-восстановительных реакций в области выветривания и седиментации. Его эволюция во времени отражает поступательное развитие растительного и животного мира древнейших эпох.

Новый подход к проблеме докембрия открывает широкие перспективы для поисков в древнейших толщах Земли многих и очень важных полезных ископаемых.

Разработка проблемы фанерозойского литогенеза континентального блока началась еще в 20-х годах. Созданная в 60-е годы теория типов литогенеза в основном базировалась на материалах изучения постпротерозойских отложений континентов и почти не касалась литогенеза в докембрии и океанического. Были выделены ледовый, гумидный, аридный и интразональный вулканогенно-осадочный типы литогенеза и на серии палеогеографических карт прослежено их размещение в пределах континентов от докембрия и доныне. Основана теория диагенеза, гумидного рудообразования и галогенеза, охарактеризованы вулканогенно-осадочные процессы.

За рубежом до сих пор не было создано ни одного столь крупного теоретического обобщения. Однако, являясь важнейшим достижением советской литологии, теория литогенеза все же требует своего дальнейшего развития, детализации и углубления.

Это в первую очередь касается области изучения стадий осадочного породообразования. Хотя в понимании вторичных изменений осадков и осадочных пород благодаря широкому применению физических методов на новом «кристаллохимическом» уровне именно в последнее время и достигнуты определенные успехи, однако познание изменений минералов и органического вещества в процессах диагенеза, катагенеза и раннего метаморфизма по-прежнему остается важнейшей задачей будущего.

Продолжают оставаться не вполне ясными признаки, позволяющие разграничить унаследованные от стадии седиментации вторичные изменения осадочных пород и изменения, обусловленные эпигенетическим привносом вещества извне. Между тем без выявления таких критериев трудно оценить генезис самородной серы, а также очень важной группы полезных ископаемых — месторождений нефти и газа, стратиформных залежей меди, свинца и цинка и урана, а также самородной серы. Требуется совместное комплексное изучение твердой и жидкой фазы в осадочной породе с определением тех важнейших физико-химических параметров, которые позволяют математически точно истолковывать закономерности аутигенного минералообразования. Огромный круг вопросов связан с изучением осадочных пород и осадков на «атомарном» уровне. Геохимия осадочных пород вступила в новую стадию, отличительной чертой которой является выяснение количественных закономерностей распределения химических элементов в осадочных образованиях разных рангов, от отдельных литолого-геологических комплексов и до литофаций, формаций, провинций и палеобассейнов. В создании такой общей количественно обоснованной картины распределения химических элементов в осадочной оболочке континентов большую роль играют методы опробования природных объектов, точность и воспроизводимость анализов, а также разработка единой системы эталонирования, обеспечивающей сходимость результатов.

Можно надеяться, что по мере совершенствования методов геохимических исследований существенно уточнится понимание трех важнейших процессов осадочной геохимии: 1) поведения химических элементов в динамическом осадочном цикле (выветривание — перенос — отложение); 2) поведения химических элементов в ходе эволюции осадочного породообразования; 3) поведения химических элементов в осадочном рудогенезе (концентрация — рассеяние).

Продолжают оставаться спорными и вызывают большой интерес критерии, позволяющие различать собственно осадочные (седиментационно-диагенетические) и вулканогенно-осадочные отложения. В частности, встал вопрос о природе осадочных и вулканогенно-осадочных образований в складчатых поясах континентов и возникли новые идеи об океаническом генезисе раннегеосинклинальных формаций.

Наконец, новейшие достижения геотектоники, построенные на гипотезах мобилизма, горизонтального перемещения континентальных плит, формирования зон Бенъофа — Заварицкого, широкого распространения океанических осадков в складчатых поясах континентов и конвергентности мелководных эпиконтинентальных и глубоководных океанических отложений, поставили перед современной литологией новые задачи и вопросы.

Третья важнейшая проблема литологии — изучение современных осадков и осадочных пород, слагающих дно Мирового океана. Она начала разрабатываться еще в конце прошлого века, но только за последнее десятилетие накопился фактический материал, позволяющий доста-

точно обоснованно рассматривать различные аспекты океанского литогенеза.

Образованию современных океанских отложений в последнее время было посвящено много работ советских исследователей. Рассматривалась геология дна Мирового океана, закономерности изменения химического и минералогического состава донных илов, скорости осадконакопления на площади океанов, состав взвесей в океанической воде. Оценивалась интенсивность поступления золотого материала, рассчитывались общие балансы осадконакопления.

Предпринято исследование современных осадков на трансокеанском профиле в Тихом океане, где была комплексно изучена геохимия и минералогия диагенетических преобразований, рассчитан редукционный баланс, оценено распространение многих химических элементов, выявлены условия формирования цеолитов, глауконита и сульфидов. Широко обсуждалась генетическая схема формирования железомарганцевых конкреций; появились новые данные об условиях пелагического глинообразования, о распределении и генезисе фосфоритов и концентраций свинца.

В последнее время стали выявляться общие закономерности современного океанского осадкообразования; обсуждалась проблема влияния климата, а также гидродинамики океанов и их морфометрии на распределение и минералого-геохимический облик осадков, была рассмотрена количественная сторона возможного воздействия вулканических процессов на распределение железа и марганца на дне океанов.

Осуществление глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер», в рамках реализации советско-американского соглашения о совместных работах, значительно расширило возможности морской геологии и позволило включить в сферу ее интересов не только тонкую пленку современных осадков, но и всю массу подстилающих их мезозойско-кайнозойских осадочных пород. В последнем пятилетии развернулись советские исследования по изучению формаций, а также литолого-фациальной природы океанских отложений. Рассматриваются эпигенез и метаморфизм I слоя и субстрата дна океанов. Делаются попытки нарисовать общую схему геологического строения дна океанов и связать ее с глобальными тектоническими концепциями.

Можно надеяться, что усиление океанских работ, проводящихся во многих учреждениях нашей страны, позволит в ближайшее время точно вычислить геохимический баланс океанической седиментации, раскрыть роль и значение вулканических явлений в океанском осадконакоплении, более четко охарактеризовать влияние климата и гидродинамики на океанский седиментогенез, вскрыть причины и механизм, управляющие диагенетическими процессами в толще океанских осадков, понять условия, в которых образуются океанские полезные ископаемые и разработать вопрос о возможности их промышленного использования.

Особого внимания к себе требует сравнительный анализ литогенеза океанского сектора и литогенеза континентального блока; взаимная увязка и корректирование явлений, изученных в столь различных геологических обстановках, определяют возможность создания основ глобальной теории осадочного породо- и рудообразования.

Проблема закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых в земной коре была выдвинута уже несколько десятков лет тому назад. Это проблема комплексная; к ее разрешению привлекаются стратиграфия, тектоника, геохимия, минералогия, гидрогеология и рудная геология. Однако не вызывает сомнения, что в вопросах об осадочных рудных скоплениях решающее слово принадлежит литологии; прогнозирование осадочных месторождений по существу невозможно без применения литолого-фациального, структурно-фациального и формаци-

онного анализ — методов, которые родились в недрах литологии и находятся в стадии дальнейшего развития и совершенствования.

В течение прошедших пятилеток существенно продвинулась вперед разработка методической базы проблемы. На примере угольных месторождений был углублен и модернизирован фациально-циклический метод и разработаны генетические основы формационного анализа. Изучение литологических, стратиграфических и структурно-литологических ловушек, типичных для нефтяных и газовых месторождений, способствовало усилению многих сторон структурно-фациального анализа. Поиски и разработка урановых месторождений заставили дополнить литолого-фациальный метод наблюдениями над эпигенетической зональностью в разрезе и на площади. В связи с проблемой нефтематеринских свит, выяснением условий концентрации редких металлов и поисками рудных скоплений по ореолам рассеяния многократно обсуждался вопрос о геохимическом картировании и геохимических фациях.

В последнее время в литологической литературе появилось много работ, в которых рассматривались глобальные, а также более частные закономерности локализации бокситов, фосфоритов, углей, редких металлов, месторождений железа, марганца, меди, свинца, цинка, золота, калийных солей, серы, нефтяных месторождений, месторождений радиоактивных металлов, огнеупорных глин и др.; ряд исследований посвящен описанию условий образования этих полезных ископаемых; часть из них была опубликована в нашем журнале.

Наряду с ранее известными закономерностями размещения осадочных руд, уже приведенными в определенную систему при изучении фанерозойских отложений континентального блока, были установлены новые, существенно дополняющие представление об осадочном рудогенезе. Так, например, широкое распространение кор выветривания на разных стратиграфических уровнях докембрия позволяет поставить вопрос о поисках бокситов, древних россыпей и других экзогенных полезных ископаемых в толщах древних и сильнометаморфизованных пород. Большое значение также имело открытие и изучение скоплений железа, марганца и цветных металлов в рифтовых зонах современных морей и океанов; эти эксгальационно-термальные образования локализуются на дне как типично осадочные скопления, но в то же время отчетливо контролируются разломами. Принципиально новые данные получены по распределению океанических железомарганцевых конкреций в наиболее глубоких частях океанов; оказалось, что распространение этих перспективных в промышленном отношении полиметалльных руд контролируется областями с малой скоростью осадконакопления.

При изучении поведения руд ванадия, железа и марганца на континентальном блоке установлено, что состав питающих провинций, поставляющих рудные компоненты в смежные области седиментации, закономерно менялся во времени, и это обстоятельство приводило к формированию железорудных, марганцеворудных, а также редкометалльных эпох и к образованию осадочных металлогенических провинций. Существенно уточнены фациальные условия формирования углей, фосфоритов, калийных солей; выявлены обстановки, в которых происходит возникновение эпигенетических залежей серы, урана, нефтей.

Несмотря на успехи литологии в области изучения осадочных руд, эта проблема остается важнейшей и в будущей пятилетке. В проекте развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 гг. записано: «...расширить изучение земной коры и верхней мантии Земли в целях исследования процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых».

Характеризуя ближайшие задачи, стоящие перед литологией в данной области, нельзя не указать на необходимость дальнейшего обобщения материала, посвященного локализации осадочных месторождений.

При этом важно, чтобы исследовались не только отдельные, изолированные месторождения, но охарактеризовывались целые металлогенические провинции и рассматривались генетические связи различных групп месторождений в пределах таких рудных провинций.

Опираясь на выявленные закономерности, необходимо продолжить разработку теории научного прогнозирования осадочных полезных ископаемых. При этом следует иметь в виду, что в настоящее время недостаточно просто разработать научные критерии поисков осадочных месторождений; с позиций этих критериев следует предпринять широкую оценку различных территорий Союза, в первую очередь охватывая таким анализом наиболее экономически освоенные районы.

Особую задачу представляет совершенствование методов исследования пространственных закономерностей в размещении осадочных руд, и в первую очередь дальнейшая разработка и внедрение литолого-фациального, структурно-фациального, формационного методов и методов пространственной геохимии (геохимическое профилирование, картирование, изучение ореолов рассеяния).

Большое значение в изучении осадочных руд, а также вмещающих их осадочных толщ должны иметь методы математической статистики, широкое внедрение автоматизации и математизации в литологических исследованиях разного масштаба.

Заслуживает особого внимания изучение условий образования и закономерностей размещения вулканогенно-осадочных и осадочно-гидротермальных месторождений.

В этой области необходимо разработать объективные критерии, позволяющие отличать эффузивный, или эпигенетический материал, от материала осадочного или сингенетического. Не менее важной и интересной задачей представляется изучение рудообразующей роли эпигенетических процессов и разработка методов исследования разнообразных эпигенетических месторождений редких, цветных и радиоактивных металлов.

Приведенный выше краткий обзор важнейших проблем советской литологии позволяет считать, что рубеж между девятой и десятой пятилетками хронологически совпадает с новым этапом развития науки об осадочных породах. В содружестве с другими науками геологического цикла, наука об осадочных породах и рудах приступает к созданию глобальной теории осадочного процесса, к теории, в которой должны быть синтезированы законы фанерозойского континентального литогенеза, литогенеза докембрия, океанского литогенеза и осадочного рудообразования. И хотя в настоящее время все эти частные проблемы теоретической литологии находятся на разных стадиях своего разрешения, хочется верить, что построение общего контура будущей глобальной теории не за горами, что оно уже началось в работах советских литологов, публикуемых в нашем журнале сегодня.

Редколлегия

УДК 549.67 : 551.352 (265/266)

ЦЕОЛИТЫ В ОСАДКАХ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН

Н. А. ЛИСИЦЫНА, Г. Ю. БУТУЗОВА

Приведены результаты петрографических, рентгенометрических и химических исследований цеолитов в осадках литологического профиля от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки. Для океанических филлипситов характерно постоянство отношения Si/Al , равного 2,44—2,87, непостоянный состав катионов при количественном преобладании калия над натрием. Выделены две группы океанических филлипситов: глубоководных котловин и подводных поднятий. Первые распространены на широких площадях пелагической зоны и образуются за счет диагенетических преобразований тонкодисперсной пирокластики в условиях минимальных скоростей осадконакопления, вторые развиты локально — в областях проявлений базальтового вулканизма.

Филлипсит, как характерный минерал пелагических осадков океана, известен с конца прошлого века после работ Дж. Меррея и А. Ф. Ренара (Murray, Renard, 1884, 1891). Исследованиями ученых разных стран за последние 20 лет установлено широкое распространение и высокие концентрации (до 50—70%) этого минерала в пелагических красных глинах. Помимо филлипсита, в глубоководных осадках обнаружены единичные зерна других цеолитов: клиноптилолита, натролита, гейландита, томпонита, десмина (Скорнякова, Петелин, 1967), однако ведущая, а местами породообразующая роль, по данным глубоководного бурения, в современных — миоценовых осадках — принадлежит филлипситу (Peterson а. о., 1970). В более древних отложениях эоцена — мела — широко распространен клиноптилолит. Г. О. С. Аррениус показал, что среди океанических филлипситов присутствуют также Ва-содержащие разновидности филлипсит-гармотомового ряда (Arrhenius, 1963).

Р. А. Шеппард с соавторами и другие исследователи сформулировали характерные особенности химического состава океанических филлипситов, отличающие их от филлипситов других фациальных обстановок, и показали влияние химического состава на параметры их кристаллической решетки (Sheppard а. о., 1970; Galli, Ghittoni, 1972).

Происхождение океанических филлипситов большинство исследователей вслед за Г. О. С. Аррениусом (Arrhenius, 1963) и Е. Бонатти (Bonatti, 1963, 1965) связывают с процессами палагонитизации продуктов основного вулканизма, на что указывают, в частности, парагенетические ассоциации филлипсита со смектитами и палагонитом в осадках южной части Тихого океана и других районов.

Несмотря на значительный прогресс в изучении цеолитов, многие коренные вопросы, касающиеся их фациальной приуроченности, закономерностей распространения в современных и древних осадках Мирового океана, условий образования, а также химизм и структурные особенности остаются до конца не решенными.

В настоящем сообщении приводятся результаты исследований филлипсита в осадках на профиле через Тихий океан от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки по материалам рейса

46 НИС «Витязь» и рейса 9 НИС «Дмитрий Менделеев». Цеолиты и вмещающие осадки изучены петрографически, рентгенометрически и методом химического анализа (микрометод). Анализы выполнены в основном в лабораториях Геологического института АН СССР.

Авторы надеются, что полученные данные в какой-то степени заполнят некоторые из существующих пробелов в познании состава и генезиса океанических цеолитов.

ДОННЫЕ ОСАДКИ НА ТРАНСОКЕАНСКОМ ПРОФИЛЕ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ЦЕОЛИТОВ

Трансокеанский профиль общей протяженностью более 10 тыс. км пересекает различные литолого-фациальные зоны, закономерно сменяющие друг друга в направлении от берега к пелагиали (фиг. 1).

Песчано-алевритовые и гравийные осадки прибрежной зоны (I) в западной части профиля состоят из переотложенных продуктов андезитового вулканизма островных дуг с примесью пеплового материала и остатков карбонатных и кремнистых организмов (станции 6158—6161).

В пелагическом направлении они сменяются более тонкими кремнисто-глинистыми и слабокарбонатными илами гемипелагической зоны (II). Примесь песчано-алевритового материала уменьшается здесь до 10—13%, количество кремнистых и карбонатных организмов максимально и достигает 20—30%. Появляются отдельные прослои риолит-дацитовых пеплов (станции 6162—6166).

Такая же смена грубых прибрежных осадков (станции 668—670) более тонкими гемипелагическими (станции 670, 671) наблюдается и на восточном конце профиля, у Мексиканского побережья.

Прибрежные и гемипелагические осадки (I, II) покрывают относительно небольшую часть океанического дна и прослеживаются в виде узких полос вдоль западного и восточного берегов океана. На расстоянии 800—900 км от берега на западе и 350 км на востоке они сменяются тонкими коричневыми глинистыми илами пелагической зоны (красные глины). По периферии пелагической зоны развиты светло-шоколадные и палево-желтые окисленные глины переходного типа, сохраняющие многие черты гемипелагических илов и сменяющие их по простираанию (III, станции 6167—6171 на западе и 672—674 на востоке). Эти глины более чем на 70% состоят из пелитовой фракции, причем содержание тонкого пелита в них обычно не превышает 35%. В составе алевритовой фракции преобладают частицы вулканического стекла, редкие зерна кварца, полевого шпата, обломков пород и пемзы. Характерны прослои кислого вулканического пепла.

Среди собственно пелагических осадков различаются пелагические красные глины глубоководных котловин (IV A, B), осадки подводных гор (V) и осадки архипелагов островов (VI). Бесцеолитовая часть пелагических красных глин в северо-западной и северо-восточной котловинах на 95% состоит из частиц пелитовой размерности. Содержание субколлоидной фракции достигает в этих осадках 40 и даже 50%. Это наиболее тонкие осадки океана. Примесь CaCO_3 и SiO_2 аморфного в них минимальна и не превышает 2%. Среди глин выделяются красные глины с пепловым материалом, развитые по окраинам котловин (IV A), и красные глины с цеолитами (IV B) — в их центральных частях. Глины с пепловым материалом (IV A) содержат 10—12% эоловых частиц бесцветного стекла с небольшой примесью кварца и плагиоклазов. Они не образуют прослоев, а распределены в массе ила в виде микролинз, включений и скоплений неправильной формы (фиг. 2, а, б, станции 6172—6174, 653, 655, 673).

В красных глинах с цеолитами (IV B) количество алевритовых пепловых частиц убывает до минимума. Поскольку цеолитсодержащий оса-

док состоит из самого тонкого материала, количественное содержание в нем пирокластики методически трудно определимо. Тем не менее на рентгендифрактограммах постоянно фиксируется рентгеноаморфная фаза, скорее всего отражающая присутствие тонкодисперсной пирокластики. Это естественно, поскольку известно, что по мере удаления от вулкана гранулометрический состав пеплов меняется закономерно, и на расстоянии 1500 км и дальше выпадают частички менее 0,004 мм (Litszin, 1972).

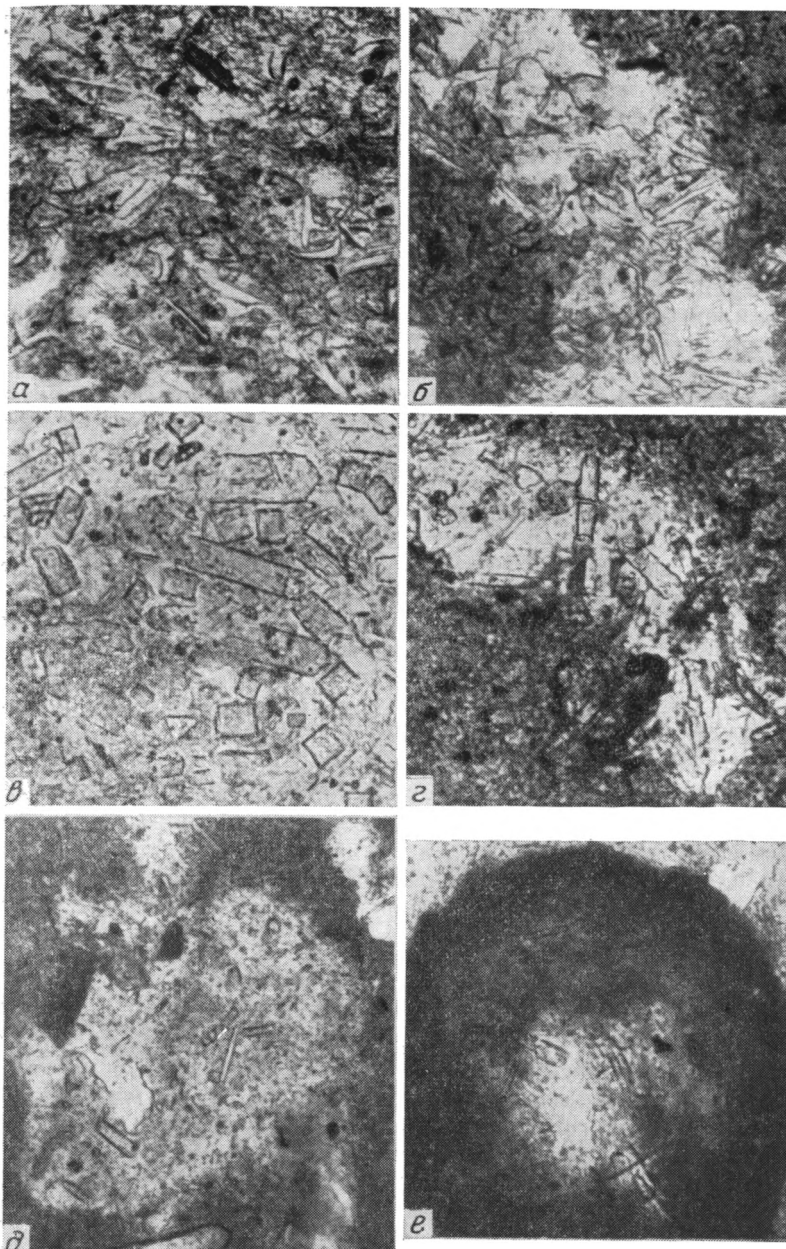
В центральных частях котловин содержание цеолитов резко возрастает и достигает местами 50% осадка. Цеолитовые глины (IV Б, станции 6175—6177 и 643—651) покрывают обширные площади океанического дна. В северо-восточной котловине по профилю они присутствуют на протяжении более 2500 км. Помимо глубоководных котловин пелагической зоны цеолиты развиты также в тонких глинистых илах во впадинах между подводными горами гряды Маркус-Неккер (V)¹. Илы содержат также песчано-алевритовые и гравийные обломки пород океанического дна (базальты, радиоляриты). Помимо филлипсита, обычного для глинистых илов, в осадках присутствуют радиально-лучистые и сноповидные сростки цеолита с показателем преломления 1,79—1,83, по-видимому, натролита. Они выполняют миндалины в обломках палагонитизированного базальта и встречаются в массе ила в виде самостоятельных микрсобломков или волокнистых наростов на частицах слабо-раскристаллизованного стекла.

Осадки Гавайского архипелага (VI) занимают сравнительно небольшую площадь и образуют ряд от прибрежных обломочно-карбонатных и карбонатных илов к кремнисто-глинистым и глинистым илам Гавайского желоба. Все они обогащены зеленым, бурым и бесцветным стеклом, содержание которого в некоторых колонках юго-восточнее островов достигает 80% алевритовой фракции (станции 641, 686). Несмотря на обилие достаточно грубой пирокластики и переотложенных продуктов базальтового вулканизма, Пригавайский район — единственная область пелагической зоны, где в поверхностном слое осадков филлипсит практически отсутствует. Он встречается лишь в отдельных прослоях красных глин в толще осадка.

Коротко рассмотрев особенности вещественного состава осадков на трансокеанском профиле, можно заключить, что область распространения аутигенного филлипсита в океане является пелагическая зона. За ее пределами филлипсит не встречается, он практически отсутствует также в глинах переходного типа. Массовое развитие филлипсита связано с определенным литолого-фациальным типом осадков: с пелагическими красными глинами внутренних частей глубоководных котловин (цеолитовые глины, по Скорняковой и Мурдмаа, 1968). Скорости накопления этих осадков в океане минимальны — от менее 1 до 3 мм/тыс. лет. Эта особенность четко прослеживается на профиле (см. фиг. 1) при сопоставлении литологических типов осадков с кривой скоростей седиментации. За пределами пелагических глубоководных котловин филлипсит встречается локально на подводных поднятиях в тонких глинистых илах межгорных впадин.

Необходимо отметить, что распространение цеолитов в целом не зависит от локализации очагов подводного вулканизма или выходов палагонитизированных базальтов на дне. Оно значительно шире и выходит далеко за пределы этих областей. Отсутствует также связь цеолитов с составом глинистых минералов вмещающих осадков. На профиле фиг. 1 приведены графики распределения в поверхностном слое двух главных компонентов глинистого ила: гидрослюды и смектитов. Они показывают,

¹ На фиг. 1 осадки этой зоны показаны в виде широкой полосы, поскольку линия профиля проходит по простиранию гряды.



Фиг. 2. Цеолиты в осадках литологического профиля

а — пепловые частицы риолитового стекла, образующие скопления в пелагической красной глине, IVA, $\times 150$; *б* — линзообразные скопления пепловых частиц, $\times 150$; *в* — кристаллики филлипсита, образующие скопления в пелагической красной глине, IVB, $\times 300$; *г* — линзообразные скопления кристалликов филлипсита, $\times 300$; *д* — аутигенные кристаллики филлипсита по палагонитизированному и измененному подводным выветриванием обломкам базальта, $\times 200$; *е* — кристаллы филлипсита в ядре Fe-Mn-микроконкреции, $\times 300$; везде николь один

что цеолиты в Северо-Западной котловине и подводных горах Маркус-Неккер приурочены к существенно гидрослюдистым илам, содержащим 50—65% гидрослюд от суммы глинистых минералов. В Северо-Восточной котловине на всем ее протяжении гидрослюды и смектиты присутствуют примерно в равных количествах (40—50%).

Те же особенности распространения филлипсита четко видны не только в поверхностном слое, но и во всей толще осадков, вскрытой колонками, т. е. сохраняются в течение длительного периода времени. Для пелагической зоны мы можем говорить примерно о 5 млн. лет, т. е. о периоде времени от позднего плиоцена до современности.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ФИЛЛИПСИТА В ОСАДКАХ

Изучение форм нахождения филлипсита в пелагических осадках позволяет сгруппировать их следующим образом.

1. Скопления неправильной формы, гнезда и линзы полупрозрачных кристаллов филлипсита, неравномерно распределенные или пронизывающие массу глинистого ила и превращающие его в существенно цеолитовую глину с содержанием до 20—50% филлипсита. Участки, обогащенные филлипситом, по форме сходны со скоплениями пирокластики в глинах с пепловым материалом (фиг. 2, в, г). Мощность пачек с содержанием 20—50% колеблется от сантиметров до 1,5 м.

2. Инкрустации кристалликов филлипсита по стенкам микропустот и пор. Вместе с цеолитами в микропустотах часто присутствуют мелко-алевритовые кристаллики кварца, которые в равной степени могут быть аутигенными или принесенными эоловым путем.

3. Скопления кристалликов филлипсита, развивающихся по продуктам палагонитизации (фиг. 2, д) и обломкам базальта, измененного подводным выветриванием. Скопления и инкрустации кристалликов филлипсита развиты массово и повсеместно на широких площадях пелагической зоны океанического дна. Филлипситы по палагонитизированным и выветрелым обломкам базальта встречаются локально в областях развития базальтовых лав, на профиле — подводные горы Маркус-Неккер. Филлипсит встречается в виде отдельных кристаллов размером от 0,01—0,1 мм, максимально до 0,2 мм, а также в виде двойников и сростков. Как правило, кристаллы полупрозрачны, замутнены тонкой глинистой примесью, захваченной в процессе роста, иногда зональны. В жеодах кристаллы бесцветные, водянопрозрачные. Показатели преломления колеблются от 1,483 до 1,500.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ФИЛЛИПСИТОВ

Особенности химического состава океанических филлипситов почти не изучены. Достаточно сказать, что в настоящее время опубликовано всего около 20 анализов мономинеральной цеолитовой фракции, выделенной из осадков Тихого и Индийского океанов (Murray, Renard, 1891; Goldberg, 1961; Rex, 1966; Петелин, 1970; Sheppard a. o., 1970). Из них 12 анализов принадлежат авторам последней из цитированных работ. Ими были рассчитаны содержания главных элементов в элементарной ячейке и определены отношения Si/Al и $\frac{(\text{Na} + \text{K})}{(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Ba})}$. Эти

параметры химического состава оказались достаточно характерными для океанических филлипситов, отличающими их от филлипситов из основных пород и соленых озер и лагун.

Нами химически проанализированы 6 образцов филлипсита из осадков Северо-Западной котловины (колонки 6176, 6177), подводных гор Маркус-Неккер (колонка 612) и Северо-Восточной котловины (колонка 643). Анализы выполнены микрометодом с помощью мокрой химии (аналитик К. Степанова). Исследовалась мономинеральная фракция цеолита, выделенная из алевритовой центрифугированием в жидкости удельного веса 2,2 и 2,3 г/см³ (смесь бромформа с этиловым спиртом). Химический состав цеолитов показан в табл. 1. Анализы пересчитаны за вычетом FeO, Fe₂O₃ и TiO₂, которые обычно не входят в структуру

минерала. Из табл. 1 (пересчитанные данные) видно, что в составе филлипситов относительно постоянны только содержания Al_2O_3 (15,5—17,7%), SiO_2 (51—57%), H_2O (14,5—20,5%). Содержания оснований колеблются весьма значительно (в %): Na_2O —0,3—9,3, K_2O —2,2—12,3, CaO —0,5—5,5, MgO —0,3—3,8. Необходимо отметить, что при сильно меняющихся соотношениях оснований K_2O всегда преобладает над Na_2O .

Чтобы получить сопоставимые данные с данными Р. А. Шеппарда и др. (Sheppard a. o., 1970), был рассчитан состав элементарной ячейки, причем количество атомов кислорода приравнялось к 32. Затем получены Si/Al и $\frac{(Na + K)}{(Na + K + Ca + Mg + Ba)}$ (см. табл. 1). Выяснилось, что значения Si/Al в наших образцах меняются от 2,44 до 2,87 и даже до 3,04 (в одном случае). Они примерно укладываются в пределы, определенные Р. А. Шеппардом для океанических филлипситов (2,44—2,79), заметно отличаются от филлипситов изверженных пород и в меньшей степени от филлипситов щелочных озер. Что касается соотношений катионов, то они меняются в широких пределах от 0,21—0,46 до 0,91. Однако во всех случаях калий преобладает над натрием, что действительно характерно для океанических филлипситов.

Рентгенометрическая характеристика трех мономинеральных образцов филлипситов приведена в табл. 2. Из нее следует, что цеолит из осадков Северо-Западной котловины (станция 6176) — типичный филлипсит, у которого все основные рефлексы совпадают с рефлексами филлипсита по В. А. Диру, М. А. Хауи и Дж. Зусману (см. табл. 2), В. И. Михееву (1957) и др.; цеолит из более восточной колонки 612 дает сходную рентгеновскую картину, но, помимо характерных отражений филлипсита, имеет также отражения 8,11 и 7,15 Å, свойственные гармотому, и ряд рефлексов, общих для обоих минералов. Близкие параметры имеет цеолит из Северо-Восточной котловины (колонка 643). Исследованные цеолиты относятся, таким образом, к филлипсит-гармотому ряду. Эти данные хорошо согласуются с особенностями химического состава изученных образцов: филлипсит из колонки 6176 не содержит бария, в 612 присутствует 4,6% BaO , в образце филлипсита из колонки 643 его содержание возрастает до 10%. Небольшая примесь BaO наблюдается и в филлипситах, исследованных Р. А. Шеппардом и др., в обр. 21 она составляет 0,73%.

Необходимо отметить определенную тенденцию к увеличению количества BaO в цеолитах в направлении с запада на восток. По-видимому, это закономерно; во всяком случае, имеются и другие признаки участия бария в аутигенном минералообразовании в осадках на северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия. В частности, в глинистых илах колонки 655 недавно обнаружен аутигенный барит, возникновение которого связано с воздействием эксгальций на осадочную толщу (Бутузова и др., 1975). Накопление бария в филлипситах в направлении с запада на восток, к районам с проявлениями эксгальтивной деятельности, позволяет рассматривать этот минерал как индикатор условий среды.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ФИЛЛИПСИТОВ

Наибольшим распространением в настоящее время пользуется гипотеза происхождения океанического филлипсита, развиваемая Г. О. С. Аррениусом, Е. Бонатти и многими другими (Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963, 1965; Rex, 1966; Скорнякова, Петелин, 1967; Скорнякова, Мурдмаа, 1968; Коссовская, 1975, и др.). В ее основу положены представления о возникновении филлипситов за счет подводной палагонитизации базальтов и их туфов. По Е. Бонатти, филлипситы образуются в областях подводного вулканизма в ассоциации с палагонитом, нонтронитом

Местоположение	Номер колонки; горизонт; фракция, мм	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO
Северо-Западная котловина	4362* (0—5)							
	0,1—0,05	49,76	0,44	17,35	0,45	1,48	1,26	0,33
	6176 (0—5)							
	0,1—0,05	47,01	0,94	13,87	9,98	Нет	1,99	3,41
	0,05—0,01	48,74	0,82	15,40	6,96	»	2,72	3,12
Горы Маркус-Неккер	6177 (0—5)							
	0,1—0,01	54,73	0,39	15,25	3,52	»	3,43	2,41
	612 (70—80)							
	0,1—0,01	50,69	0,10	15,62	3,30	»	5,34	0,57
Северо-Восточная котловина	643 (310—320)							
	0,1—0,01	49,57	0,13	14,76	2,55	»	2,75	3,54
	1,2 (ср.) **	54,51	Не опр.	17,13	1,88	Не опр.	0,52	0,70
	—5** (поверхн.)	54,75	»	16,69	1,56	»	1,43	0,65
	—21** 0,1—0,01	53,38	»	16,59	4,15	»	0,95	1,23

Пересчитано за вычетом

Северо-Западная котловина	4362*							
	0—5	50,76		17,70			1,29	0,34
	6176 (0—5)							
	0,1—0,05	52,65		15,53			2,23	3,82
	0,05—0,01	52,64		16,63			2,94	3,37
Горы Маркус-Неккер	6177 (0—5)							
	0,1—0,01	56,92		15,86			3,56	2,51
	612 (70—80)							
	0,1—0,01	52,72		16,25			5,55	0,59
Северо-Восточная котловина	643 (310—320)							
	0,1—0,01	51,06		15,20			2,83	3,65
	1,2 (ср.) **	55,57		17,48			0,53	0,72
	—5**	55,60		16,95			1,46	0,67
	—21**	55,72		17,33			0,99	1,28

* В. П. Петелин (1970).

** R. A. Sheppard а. о. (1970).

и смектитами. Количество их не зависит от скоростей осадконакопления.

Изучение филлипсита в осадках трансокеанского профиля показывает, что область его распространения в пелагической зоне океана выходит далеко за пределы районов проявления базальтового вулканизма. Филлипситы широко распространены в тонких илах глубоководных впадин с минимальными скоростями седиментации и не обнаруживают корреляции с составом глинистых минералов вмещающего осадка, что отмечал ранее Р. А. Хей (Нау, 1966). Отсутствие обязательной связи с подводной палагонитизацией вулканитов ставит вопрос об источнике реакционноспособного алюмосиликатного материала для образования цеолитов. Изучение осадков на профиле позволяет высказать предположение, что в центральных частях глубоководных котловин филлипситы образуются за счет разложения тонкодисперсной пирокластике риолито-дацит-андезитового ряда. Этот вывод вытекает, как нам кажется, из следующих фактов.

1. Глубоководные красные глины содержат крайне незначительную примесь алевритового материала, всегда менее 10%, которая состоит из свежих хорошо сортированных эоловых зерен кварца и полевых шпатов, а также бесцветного и зеленого стекла. В цеолитовых глинах алевритовая фракция на 90—96% состоит из филлипсита, остальное — аутиген-

осадков трансокеанского профиля

MnO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма	Si/Al	$\frac{(Na+K)}{(Na+K+Ca+Mg+Ba)}$
0,06		0,98	12,05	He опр.	15,42		98,88		
0,04	Нет	0,55	3,72	0,16	8,32	9,98	99,97		
0,11	»	0,43	3,72	Нет	8,03	9,61	99,70		
0,12	»	0,38	4,28	0,45	8,85	5,81	99,89		
0,06	4,60	0,36	3,97	0,14	9,66	5,86	100,27		
0,08	9,36	0,28	2,10	0,03	9,35	5,63	100,23		
He опр.	0,08	4,16	6,83	He опр.	12,79		98,60		
»	0,11	2,91	6,61	»	13,30		98,01		
»	0,70	2,02	5,93	»	13,17		98,12		

FeO, Fe₂O₃, TiO₂

0,06	—	1,00	12,29	He опр.	15,73		100,00	2,44	0,76
0,04	Нет	0,62	4,17	Нет	9,32	11,18	100,00	2,87	0,45
0,12	»	0,46	4,02	»	8,67	10,38	100,00	2,69	0,42
0,12	»	0,40	4,45	0,47	9,20	6,04	100,00	3,04	0,46
0,06	4,78	0,37	4,13	0,15	10,05	6,09	100,00	2,75	0,41
0,08	9,64	0,29	2,16	0,13	9,63	5,80	100,00	2,85	0,21
He опр.	0,08	4,24	6,95	He опр.	14,42		100,00	2,70	0,91
»	0,11	9,26	6,71	»	15,54		100,00	2,79	0,85
»	0,73	2,11	6,19	»	15,65		100,00	2,73	0,80

ные Fe-Mn-микроконкреции и костный фосфат. Следовательно, в качестве реакционноспособного алюмосиликатного материала может рассматриваться только присутствующая в них примесь тонкодисперсной пирокластики, преимущественно риолитодацитового состава, а в районах действия базальтового вулканизма (Гавайские острова, подводная гряда Маркус-Неккер) — также и основного.

2. Формы нахождения цеолитов в массе ила имеют близкое сходство с формами нахождения стекла.

3. Глинистое вещество вмещающих илов не принимает активного участия в цеолитообразовании, поскольку состав глинистых минералов в цеолитосодержащих и промежуточных пачках одной и той же колонки практически одинаков. Высокая степень измельчения пирокластики в пелагических осадках в сочетании с длительностью ее контакта с сильно щелочными иловыми водами в условиях минимальных скоростей осадконакопления является главным фактором в формировании аутигенных филлипситов. Филлипситы формируются, таким образом, при диагенетическом преобразовании осадка.

Представляет интерес, хотя бы ориентировочно, рассчитать привносимые и выносимые количества элементов при формировании цеолитов в процессе диагенетического преобразования стекла. Эти расчеты для нескольких образцов, анализы которых приведены в табл. 1, выполнены методом элемента-свидетеля, которым в данном процессе является ма-

Рентгенометрическая характеристика филлипситов из пелагических осадков трансокеанского профиля

Номер колонки (горизонт, см)				Филлипсит				Гармотом	
6176 (0—5)		612 (60—80)		643 (310—320)		Дир. Хаун, Зусман, 1966			
I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å	I	d/n, Å
4	7,8	2	8,11	3	8,15	10	7,64	с	8,24
8	7,0	8	7,15	8	7,20	10	6,91	с	7,17
2	6,3	5	6,38	6	6,38	2	6,34	с	6,26
5	5,3	2	5,36			5	5,24		
7	4,99	2	5,02	3	5,05				
				1	4,95	5	4,91	ср	4,94
		0,5	4,48			2	4,56		
1	4,26	1,5	4,27	2	4,29	7	4,25	сл	4,26
8	4,07	4	4,09	7	4,09	7	4,07	с	4,03
0,5	3,91			0,5	3,89			ср сл	3,87
	3,66 } п. ш.	1	3,53	0,5	3,42	5	3,54		
0,5	3,48 }								
0,5	3,34 кв.								
		5	3,25	3	3,25				
10	3,17	10	3,20	10	3,19	10	3,18	с	3,20
				3	3,13			с	3,06
5	2,94	2	2,93	1	3,09	5	2,94	ср сл	2,88
10	2,71	3	2,75	3	2,74	4	2,74	с	2,71
6	2,66	5	2,69	9	2,68			с	2,62
3	2,54	1	2,53	2	2,52	5	2,52	ср	2,51
1	2,39	0,5	2,38	1	2,46	5	2,40	о сл	2,45
									2,35
2	2,31	0,5	2,34	1	2,32			ср	2,29
2	2,23			1	2,24			сл	2,23
1	2,14			0,5	2,15	2	2,16	ср	2,13
2	2,05			2	2,05	2	2,07	ср	2,04
3	1,96			0,5	1,95	5	1,97	с	1,94
1	1,89					2	1,91	о сл	1,88
									1,82
2	1,81			0,5	1,82	2	1,84	сл	1,80
4	1,77	1	1,77	2	1,77	5	1,78	ср сл	1,75
									1,72
4	1,71	1	1,72	1	1,71	5	1,72	ср с	1,69
2	1,68			1	1,67	5	1,67		
	1,65 }								
3	1,63 }								
	1,61 }								
0,5	1,59 }					2	1,61		
3	1,53 кв			0,5	1,53 кв	2	1,55	ср	1,52
3	1,47 }			0,5	1,48	2	1,49	сл	1,47
	1,45 }								
2	1,42					5	1,38	сл	1,36

Примечание. п. ш. — полевой шпат, кв. — кварц.

лоподвижный алюминий. Ориентировочность расчетов усугубляется тем обстоятельством, что в ряде колонок, помимо кислой, присутствует примесь основной пирокластики и микрообломки гналобазальта (станции 612, 6176). При расчетах почти для всех цеолитов за исходный алюмосиликатный материал мы принимаем среднее из 6 анализов стекол риолито-дацитового ряда (I), с очень близкими содержаниями всех компонентов. Для цеолита из колонки 643 в качестве исходного принято основное стекло (II) (среднее из двух анализов), поскольку колонка пройдена в осадках, обогащенных основной пирокластикой с Гавайских островов:

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁺
I	69,72	0,38	12,52	1,37	1,10	2,66	0,32	0,12	4,51	4,08	3,58	0,41
II	49,22	2,67	13,31	2,34	9,90	10,72	6,88	0,17	2,77	0,77	0,01	0,46

Вынос — привнос компонентов при формировании филлипсита в осадках на профиле;
% от содержания в исходном материале

Номер станции; горизонт, см	Выносятся				Привносятся		
	SiO ₂	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	BaO	H ₂ O
4362 *; 0—5	—49	—66	—84	—27	+53		+63
6176; 6177; 0—5, среднее							
из трех	—39	—13	—91	+88	—20		+72
—5 **	—41	—59	—49	+36	+18	+100	+65
—21 **	—15	—71	—64	+16	+16	+100	+63
643; 310—320	—9	—77	—56	—56	+91	+100	+96

* Петелин, 1970.

** Шепард и др., 1970.

Результаты расчетов приведены в табл. 3. Эти данные показывают, что при разложении пирокластики и образовании филлипсита выносятся преимущественно SiO₂, CaO, Na₂O и привносятся K₂O, BaO, H₂O. Магний ведет себя менее определенно, что, по-видимому, связано с различиями в составе первичного материала. Существенные различия в соотношениях основных компонентов исходного стекла и новообразованных цеолитов, как и ранее отмеченное отсутствие четкой зависимости между отношениями Si/Al и $\frac{(\text{Na} + \text{K})}{(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Ba})}$ в филлипситах, свидетельствуют, по всей вероятности, о ведущей роли растворения стекла и дальнейшей кристаллизации цеолитов из поровых растворов. Такое же мнение высказали Р. Л. Хей и др. (Hay, 1966; Deffeyes, 1959). Присутствие хорошо окристаллизованных, водянпрозрачных новообразований филлипсита в микропустотах глинистого ила также находится в соответствии с этим предположением (см. фиг. 2).

Соотношения цеолитов с Fe-Mn-микроконкрециями показывают, что цеолитизация в массе глинистого ила предшествовала образованию конкреций, поскольку цеолиты часто оказываются запечатанными внутри микрокряжаний (фиг. 2, е). Эти наблюдения свидетельствуют о связи цеолитообразования с самой ранней стадией диагенеза.

Результаты изучения цеолитов на трансокеанском профиле показывают, таким образом, что массовое образование филлипсита на площадях пелагических котловин связано с диагенетической переработкой тонкодисперсной пирокластики в условиях минимальных скоростей седиментации. Вместе с тем необходимо отметить, что это не единственный путь формирования цеолитов в океанах. Так, в областях подводных поднятий с характерными для них проявлениями основного вулканизма (горы Маркус-Неккер и др.) филлипситы формируются в толще глин не только за счет преобразования тонкодисперсной пирокластики, но также и при палагонитизации и разложении обломков базальта (см. фиг. 2). Е. Бонатти (Bonatti, 1963, 1965), основываясь на выводах Б. Р. Маршалла о крайне низкой скорости изменения сидеромелана при низких температурах (Marshall, 1961), пришел к выводу, что филлипсит образуется по палагониту, возникшему при взаимодействии горячей базальтовой лавы с морской водой. Экспериментальные исследования последних лет и наблюдения природных объектов ставят под сомнение его представления о процессе палагонитизации, а следовательно, и связанного с ней цеолитообразования. Так, Х. Фурнес и другие показали,

что палагонитизация может быть быстрым процессом и при низких температурах в условиях обильного обводнения при удалении продуктов реакции (Furnes, 1975).

Д. Г. Мур, изучая базальты подводной части вулканов о. Гавайи, определил длительность формирования палагонитовой корки методом Th^{230} в одном случае в 130—360 тыс. лет, в другом 2300—56 000 лет. Сам процесс палагонитизации он связывает с подводным выветриванием основных вулканитов (Мооге, 1966). Таким образом, формирование палагонитовой корки на обломках базальта и последующая кристаллизация цеолитов оказываются не связанными с горячими контактами базальтовой лавы и морской воды. Они образуются в результате длительных изменений базальта при температуре и давлении, обычных для океанического дна.

В изученных нами осадках подводных гор Маркус-Неккер филлипсит развивается по разложенным обломкам базальта (см. фиг. 2, д). Цеолиты, связанные с продуктами базальтового вулканизма, известны и на других подводных поднятиях: Гайот Сильвания, Маршалловы острова, поднятие островов Тубуаи-Кука (южная группа) (Bonatti, 1963, 1965; Скорнякова, Петелин, 1967; R  x, 1966; Скорнякова и др., 1971).

Таким образом, можно выделить две группы океанических филлипситов: филлипситы глубоководных котловин и филлипситы подводных поднятий. Первые распространены на широких площадях пелагической зоны, вторые развиты локально в областях проявления базальтового вулканизма. Широкое развитие филлипсита на площадях с минимальными скоростями осадконакопления подтверждается и данными глубоководного бурения (Initial..., 1970—1973). Анализ опубликованных материалов по 56 скважинам, пробуренным в рейсах 5, 6, 7, 16, 17 «Гломар Челленджера», в сопоставлении с картами скоростей осадконакопления (Лисицын, 1974) показывает, что господствующим минералом в кайнозойских осадках вплоть до миоцена, а иногда и верхнего олигоцена, является филлипсит. Область его распространения не выходит за пределы площадей со скоростями <1 и $3\text{--}10$ мм/тыс. лет, причем на площадях, где скорости минимальны ($<1\text{--}1\text{--}3$ мм/тыс. лет), он является единственным аутигенным цеолитом.

При возрастании скоростей до $3\text{--}10$ мм/тыс. лет наряду с филлипситом в донных отложениях появляется клиноптилолит, содержание которого там невелико: как правило, $1\text{--}5\%$ осадка. Ближе к берегу в осадках со скоростями >10 мм/тыс. лет клиноптилолит является господствующим цеолитом. Содержание его возрастает до $10\text{--}20\%$. Клиноптилолит в поверхностном слое прибрежных осадков обнаружен и на нашем профиле (станция 668), а также в илах Калифорнийского залива. Специально клиноптилолит не изучался, однако не исключена возможность, что здесь он переотложен из цеолитоносных третичных осадочных пород Калифорнии. В более древних, главным образом верхнемеловых породах филлипсит практически отсутствует, тогда как клиноптилолит получает широкое распространение. Важно отметить, что и в мелу клиноптилолит пользуется преимущественным развитием в областях со скоростями седиментации более 3 мм/тыс. лет.

Материалы глубоководного бурения позволяют также наметить общие закономерности распределения разных цеолитов в связи с различными типами осадков и осадочных пород. Если для филлипсита характерна приуроченность к определенным типам пелагических илов (цеолитовые красные глины), то клиноптилолит встречается в более широком спектре осадков и пород от красных глин, глинисто-кремнистых и карбонатных илов до вулканокластических алевролитов, песчаников и брекчий. Разная территориальная и фациальная локализация филлипсита и клиноптилолита, проявляющаяся в масштабах Мирового океана, свидетельствует, скорее, о первичности формирования этих цео-

литов на разных стратиграфических уровнях, чем о массовом преобразовании филлипсита в клиноптилолит в постдиагенетическую стадию изменения осадка. Дополнительным аргументом в пользу первичности формирования аутигенных цеолитов в мезозойских и в кайнозойских осадках является постоянное и повсеместно наблюдаемое различие преобладающих размеров кристаллов филлипсита (0,01—0,1 мм) и клиноптилолита (0,001—0,005 мм). Окончательно вопрос о причинах вертикальной стратификации аутигенных цеолитов в осадках Мирового океана может быть решен путем дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Глаголева М. А., Лубченко И. Ю. Признаки эксгальтативной деятельности в осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1975, № 5.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 4. Каркасные силикаты. М., «Мир», 1966.
- Коссовская А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1975, № 2.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— В сб.: *Современный вулканизм*. М., «Наука», 1966.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.— В кн.: *Тихий океан*. М., «Наука», 1970.
- Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.— *Океанология*, 1967, т. VIII, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1968, № 6.
- Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова Н. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: *История Мирового океана*. М., «Наука», 1971.
- Arrhenius G. O. S. Pelagic sediments.— *Sea*, v. 3, 1963.
- Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments.— *Trans. N. Y. Acad. Sci. Ser. II*, 1963, v. 25, No. 8.
- Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— *Bull. volcanol.*, 1965, XXVIII.
- Deffeyes K. S. Zeolites in segmentary rocks.— *J. Sediment. Petrol.*, 1959, v. 29, No. 4.
- Furnes H. Experimental palagonitization of Basaltic glasses of varied composition.— *Contr. to Mineral and Petrol.*, 1975, v. 50, No. 2.
- Galli E., Ghittoni A. G. L. The crystallochemistry of phillipsites.— *Amer. Mineralogist*, 1972, v. 57, p. 1125—1145.
- Goldberg E. D. Chemical and mineralogical aspects of deep-sea sediments.— *Phys. Chem. Earth*, 1961, v. 4, p. 281—302.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 1966, v. 85, p. 1—130.
- Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 1970—1973.
- Lisitzin A. P. Sedimentation in the world Ocean. Tulsa, 1972.
- Marshall B. R. Devitrification of natural glass.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, p. 1493—1520.
- Moore I. G. Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 550. D., 1966.
- Murray J., Renard A. F. On the nomenclature, origin and distribution of deep-sea deposits.— *Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 1884, v. 12, p. 495.
- Murray J., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872 to 1876, 1891.
- Peterson M. N. A., Edgar N. T., Von der Borch, Rex R. W. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, v. 2, 1970.
- Rex R. W. Authigenic silicates formed from basaltic glass by more than 66 million years, contact with sea water, Sylvania Guyot, Marshall Islands. Clays and Clay Minerals.— *Proc. Nat. Conf.*, 1966, v. 15, p. 195—203.
- Sheppard R. A., Gude A. J., Griffin J. I. Chemical composition and physical properties of phillipsite from the Pacific and Indian oceans.— *Amer. Mineralogist*, 1970, v. 55.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
3.X.1975

УДК 549.32/33 : 551.352 (265/266)

О КЕРОЛИТЕ, ПИРРОТИНЕ И ТРОИЛИТЕ В ОСАДКАХ ВПАДИНЫ ХЕССА

Т. В. РОЗАНОВА

Троилит-пирротиновая минерализация и керолит обнаружены в современном поверхностном слое глубоководных океанических осадков в осевой зоне Галапагосского хребта, во впадине Хесса, рассматриваемой как аналог рифтового ущелья срединно-океанических хребтов. Характер минерализации наложенный, и сформирована она в результате высокотемпературного гидротермально-метасоматического процесса, связанного, вероятно, с поствулканической эксгальационно-гидротермальной деятельностью. Осадки, вмещающие минерализацию, гидротермально изменены, с отчетливой зональностью в распределении минералов железа.

До последнего времени находки сульфидов железа типа пирротина в осадочных породах немногочисленны (Иванов, 1957; Бобровник, 1958; Сташук и др., 1964; Чухров, 1936; Isibasi, 1958, и др.). Их образование объясняют сероводородным заражением илов или диагенезом. Выделения пирротина среди вулканогенно-осадочных толщ на гидротермально-осадочном колчеданно-полиметаллическом месторождении в Забайкалье имеют спорадический характер и также рассматриваются как результат диагенетических и эпигенетических преобразований (Дистанов, Ковалев, 1975). Данных о нахождении троилита в осадках и осадочных породах пока нет. Керолит в основном известен как гипергенный минерал в корах выветривания. Поэтому заслуживает внимания проявление троилит-пирротиновой минерализации и керолита в поверхностном слое глубоководных океанических осадков во впадине Хесса. Формы проявления минерализации и сохранность первичных структурно-текстурных особенностей в осадках дают все основания говорить о гидротермально-метасоматическом генезисе этих минеральных новообразований.

Впадина Хесса обнаружена в 1970 г. американской экспедицией (Neu et al., 1972) на 2°12' с. ш., 101°35' з. д. в осевой зоне Галапагосского хребта вблизи стыка последнего с Восточно-Тихоокеанским поднятием и рассматривается как молодой центр раздвижения литосферных плит, т. е. как аналог рифтового ущелья срединно-океанических хребтов. Она представляет собой изолированную тектоническую депрессию с крутыми склонами, дно которой находится на глубине 5200—5376 м. Наиболее глубокая часть депрессии, оконтуренная изобатой 5000 м, имеет длину 6,5 миль и ширину около 2 миль.

В 1972 г. в рейсе 8 НИС «Дмитрий Менделеев» (Лисицын, 1973) во впадине Хесса наряду с большим количеством обломков базальтов, долеритов, осветленных метабазальтов и базальтовых брекчий с сульфидной минерализацией были получены пробы разжиженных илов и литифицированных эдафогенных¹ и отчасти биогенных осадков с явны-

¹ Эдафогенными, следуя В. П. Петелину (1971), называются осадки, состоящие более чем на 50% из обломочного материала, образованного в результате подводной денудации обнажающихся магматических пород дна.

ми признаками гидротермальных преобразований. Образцы с сульфидной минерализацией получены драгой на станции 0532-01 с максимальных глубин впадины (5100—5280 м). Среди осадков, вмещающих пирротин и троилит, по вещественному составу и по особенностям проявления гидротермальной минерализации (в том числе и рудной) выделяются два типа.

Первый тип осадков представлен переслаиванием глинистых алевроитов и неравномерно алевроитистых глин хлорит-монтмориллонит-амфибол-серпентинового состава с тонкими (до 1—3 см) четкими про-



Фиг. 1. Агрегат глинистых частиц, импрегнированный кристаллами гидрогетита (электронный микроскоп); $\times 78\,000$

слоями слабо сцементированного серпентинового песка. Наблюдается яркая полосчатая коричневато-красная и различных оттенков (голубой, оливковый, желтый) серая окраска, совершенно не свойственная пелагическим осадкам. В пределах одного штуфа можно наблюдать повторяющееся послойное чередование различно окрашенных зон. Голубовато-серая окраска, как правило, наблюдается в узкой полосе (до 10 см) алевроитистых глин, вмещающих наиболее проницаемые прослойки песка оливково-серого цвета, и вдоль трещин отслаивания (на удалении от них до 1 см). Кроме того, среди красновато-коричневых прослоев контрастно выделяются вертикально секущие голубовато-серые зоны с неровными постепенными переходами во вмещающие осадки. Границы между слоями коричневато-красных и голубовато-серых осадков преимущественно резкие, иногда неровные, характерные для метасоматической зональности. Максимальная мощность гидротермально измененных осадков около 25 см.

Все разновидности осадков первого типа имеют повышенные концентрации железа (до 6,7%) и различные минеральные формы его выделений. Для коричневато-красных зон характерны железоглинистые метакolloидные сгустки алевроито-пелитовой размерности (до 0,015 мм). В проходящем свете обильные тонкодисперсные прозрачные желтовато-оранжевые и красновато-коричневые метазерна имеют реликтовую колломорфную структуру, показатель преломления преимущественно в пределах 1,558—1,690 и невысокое двупреломление. На дифрактограммах и термограммах различных фракций осадка устанавливаются нечеткие рефлексы гетита — гидрогетита.

Изучение глинисто-железистых сгустков в электронном микроскопе показало, что глинистые стяжения импрегнированы мельчайшими непрозрачными короткими утолщенными иглами (до 0,1 мк), которые, согласно М. Ф. Викуловой (1956), диагностируются как гидрогетит. Кристаллиты разно ориентированы и образуют характерные для гидрогетита двух-трехлучевые сростки (фиг. 1). Глинистое вещество сгустков представлено хлорит-монтмориллонитом и каолинитом.

При просмотре прозрачного препарата осадка в петрографическом микроскопе можно наблюдать значительные скопления мельчайших железоглинистых метаколлоидных частиц не только в основной массе осадка, но и на поверхности обломочных (эдафогенных) зерен железистых силикатов песчано-алевритовой размерности. Подобный характер выделения тонкодисперсного гидрогетита может свидетельствовать об его образовании при термальном разложении железосодержащего силиката в осадке.

В голубовато-серых осадках и прослоях серпентинового песка железо, как правило, связано в моносulfиды: гексагональный пирротин и троилит, имеющие форму характерных гексагональных табличек, иногда образуют короткопризматические параллельные сростки футлярообразной формы. Наряду с моносulfидами железа в прослоях серпентинового песка наблюдаются незначительные выделения магнетита в виде мелких (до 0,06 мм) октаэдрических кристаллов.

Более всего вторичная минерализация развита на поверхности раздела песков и подстилающих² голубовато-серых глин. На ней наблюдаются тончайшие охристые и черные налеты гидроокисного железа, в которых оптическими методами установлены обильные гексагональные таблички троилита и пирротина.

Второй тип осадков представлен (до проявления в нем процессов метасоматоза) известковым фораминиферовым биоморфным песком, содержащим обломочную примесь эдафогенного материала (минералов группы серпентина, пироксенов, плагиоклаза, талька, магнетита). В результате гидротермального воздействия на осадок он превращен в слабосцементированную метасоматическую породу пирротин-керолитового состава.

В драге станции 0532-01 обнаружено два литологически однотипных фрагмента, представляющих этот метасоматит и, по-видимому, относящихся к одному прослою. Наибольший из образцов (№ XII) размером 10×3×3 см имеет пятнистую темно- и светло-серую окраску, обусловленную неравномерными скоплениями мелких кристаллов моносulfидов железа. Содержание железа в метасоматите достигает 11%.

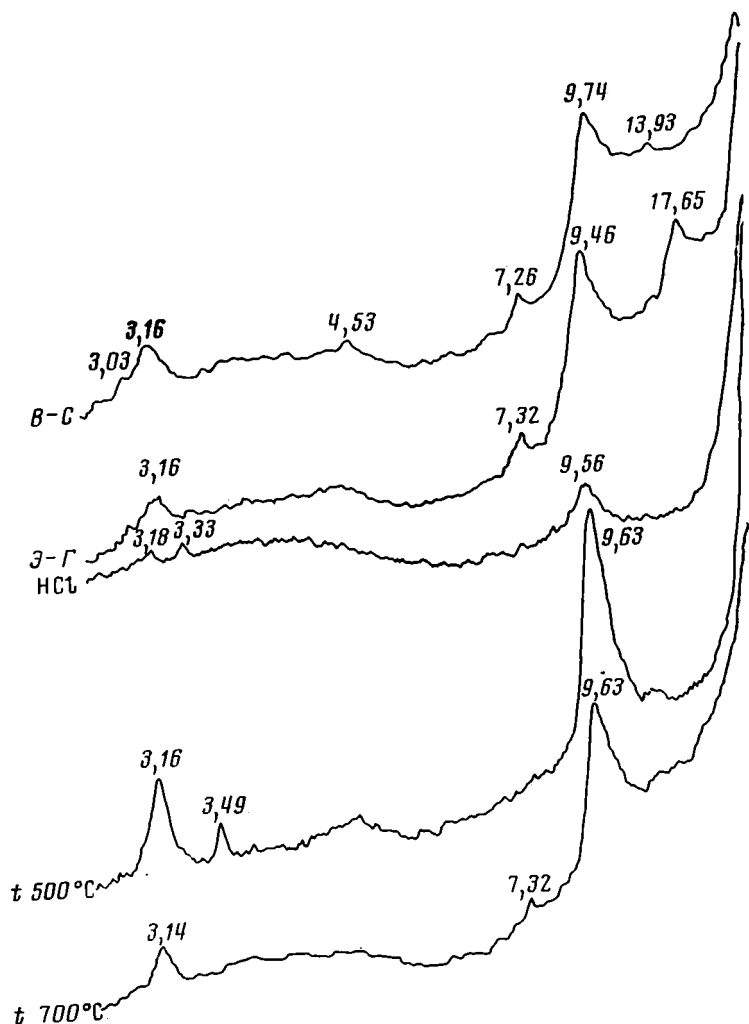
Характерной особенностью осадка является идеальная сохранность форм фораминифер с полным или частичным псевдоморфным замещением их кальцитового³ скелета неупорядоченно смешанослойной минеральной смесью, состоящей из талькоподобных слоев с базальным межплоскостным расстоянием около 9,5—9,6 Å и разбухающего 17 Å-минерала (фиг. 2). В качестве примеси в этой группе метасоматических минералов присутствуют переменные количества серпентина $\left(\frac{da}{n} = 7,3\right.$

и 3,6 Å). После нагревания всех образцов до 700°С на рентгенограмме зарегистрированы базальные рефлексы около 9,6 и 3,14 Å.

При сравнении полученных дифрактометрических данных с результатами исследования керолита из коллекций И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой, приводимыми в работе Ю. С. Дьяконова (1963), очевидно сходство метасоматической минеральной смеси в обр. XII с

² Верх и низ образца установлены условно.

³ Никаких признаков перекристаллизации и полиморфного превращения кальцита не наблюдается.



Фиг. 2. Дифрактограммы керолита. В—С — воздушно-сухой образец, Э—Г — образец, обработанный этиленгликолем

β -керолитом — водным силикатом магния и никеля талькоподобного типа, неупорядоченно переслаивающимся с небольшим количеством набухающих монтмориллонитоподобных пакетов. Отличие заключается в соотношении минералов в смеси. В керолите из впадины Хесса, согласно дифрактограмме, несколько большая доля разбухающего минерала и меньшая серпентина.

Талькоподобные слои в керолите скорее всего подобны тальку («hydrated talc») с базальным рефлексом 9,7 Å, найденному в гидротермально измененных волластонитовых скарнах (Imai et al., 1973).

Данные химического анализа керолитизированных раковин фораминифер приведены в табл. 1. Кроме того, в ней для сопоставления помещены анализы талька, талькоподобного минерала («hydrated talc»), β -керолитов и керолитов из коры выветривания серпентинитов.

По химическому составу изученный керолит (обр. XII) является магнезиальным силикатом и отличается от талька и «hydrated talc» меньшим содержанием SiO_2 . Количества же TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , H_2O^+ , H_2O^- по сравнению с тальком повышены. Сравнение с керолита-

Силикатные анализы керолитов и талька

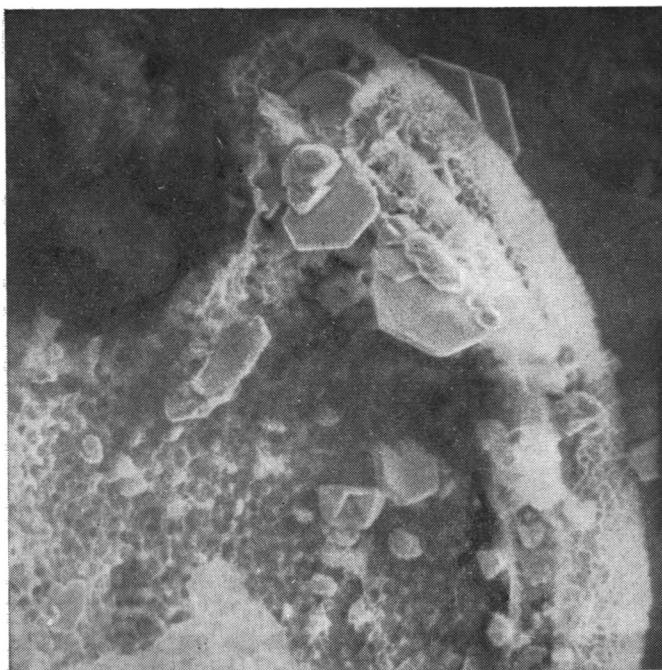
Компонент	Керолит, обр. XII *	Тальк	«hydrated talc»	Керолит за- мещения	Керолит ин- фильтрацион- ный	β-Керолит № 1079 (Гинзбург, Рукавишни- кова, 1951)
		(Imai et al., 1973)		(Витовская, Берхин, 1965)		
SiO ₂	50,30	62,90	57,01	43,30	42,63	49,84
TiO ₂	0,11	Нет	0,00	Следы	Нет	Нет
Al ₂ O ₃	1,67	0,15	0,92	0,18	0,93	0,38
Fe ₂ O ₃	4,78	1,15	0,62	4,70	2,86	0,34
FeO	0,17		0,03	Следы	Нет	—
NiO	Н. о.	Н. о.	Н. о.	2,11	1,33	—
MnO	0,34	—	3,44	0,10	Н. о.	—
MgO	31,59	30,84	28,76	33,09	35,15	30,55
CaO	0,03	Нет	0,00	0,45	0,52	0,50
Na ₂ O	0,15	0,12	0,08	0,54	0,13	—
K ₂ O	0,10	0,04	0,12	0,01	0,10	—
P ₂ O ₅	0,10	Н. о.	Н. о.	—	—	—
H ₂ O ⁺	7,42	4,80	6,83	12,55	12,86	8,78
H ₂ O ⁻	2,31	Н. о.	2,27	2,02	1,76	8,75
C	0,88	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	0,30	1,23	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	1,30
Сумма	99,07	100,00	100,08	99,35	99,50	100,44

* Анализ пересчитан на бескарбонатное вещество.

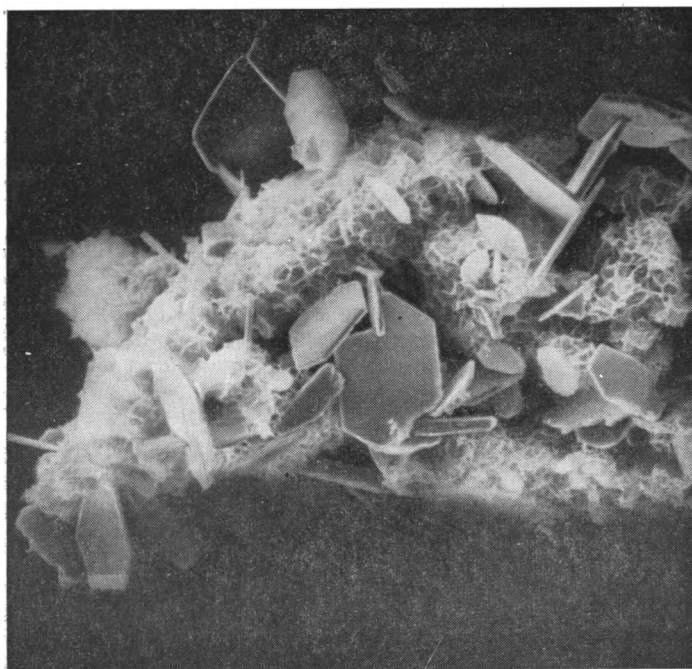
ми замещения и инфильтрационного происхождения (Витовская, Берхин, 1965), представляющими смеси серпентина с набухающим нонтроновым компонентом, показывает, что керолит в обр. XII существенно отличается повышенным содержанием SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ и меньшим содержанием MgO, CaO и H₂O⁺. Отчасти это отличие обусловлено преобладанием тальковой фазы в составе керолита, заместившего фораминиферы, и меньшей, чем в керолитах, исследованных И. В. Витовской и С. И. Берхиным, примесью серпентина. Присутствие Al₂O₃ объясняется примесью в обр. XII разбухающего монтмориллонитового компонента.

Керолит из впадины Хесса имеет примерно одинаковые содержания основных окислов с β-керолитом из конгломератов р. Чауж (обр. 1079, Гинзбург, Рукавишников, 1951). Эти образцы, как отмечалось выше, обнаруживают сходство рентгенографических характеристик, отличаясь только относительно большей примесью разбухающего компонента, о чем свидетельствуют и большие содержания Al₂O₃ в обр. XII. Химический состав β-керолита из конгломератов, по данным Ю. С. Дьяконова, соответствует смеси примерно из 35% серпентинового минерала и 65% минерала с талькоподобными слоями. Расчет примерного состава керолита из впадины Хесса, произведенный И. Д. Борнеман-Старынкевич, показал присутствие в смеси около 20% серпентинового минерала и примерно равные количества талька и монтмориллонита.

Керолит, псевдоморфно заместивший кальцит в фораминиферах (фиг. 2), наблюдается также и в цементе в виде миндалинок и тонких крустификационных и кокардовых оторочек на стенках пор и вокруг обломочных минералов, также частично измененных. В миндалевидных образованиях в петлях керолита часто видны агрегаты микрочешуйчатого и тонкопластинчатого сапонита (?) с метаколлоидной колломорфной текстурой. В отраженном свете керолит перламутрово-белый до голубовато-серого, в проходящем свете кремовый до желтовато-кремового. У керолита $N_g - N_p = 0,007 - 0,01$ и низкий показатель пре-



Фиг. 3. Шестиугольные кристаллы пирротина и триолита, выполняющие полость раковины фораминиферы. Стенки ее замещены керолитом. Сканирующий микроскоп; $\times 300$



Фиг. 4. Кристаллы пирротина на поверхности раковины фораминиферы, замещенной керолитом. Сканирующий микроскоп; $\times 300$

ломления ($N=1,55$). В сканирующем микроскопе обнаруживается ячеисто-трубчатая микроструктура с неправильной формой ячеек (фиг. 3, 4).

Видовой состав замещенных керолитом фораминифер в образце XII (*Globorotalia menardii*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globoquadrina duterrei*, *Globigerina aequilateralis*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Orbulina universa*, *Sphaeroidinella dehiscens*), по определениям М. С. Бараша, позволяет установить современный возраст гидротермальной минерализации.

Находки керолита описаны в литературе как гипергенные образования в породах выветривания серпентинитов (Гинзбург, Рукавишников, 1951; Витовская, Берхин, 1965). Имеются единичные указания на его гидротермальный генезис (Протождяконова, 1963). Судя по взаимоотношениям в шлифе, керолит во впадине Хесса выпал из гидротермальных растворов совместно с моносulfидами железа, отложившись на одном из этапов сульфидообразования в виде идиоморфных кристалликов в раковинах фораминифер. Этому этапу замещения кальцита фораминифер керолитом и моносulfидами предшествовал этап осаждения на их поверхности (с частичным замещением кальцита) криптозернистых слоев марказита мощностью до 0,03 мм. Марказит определен оптическими методами и рентгеновской дифракцией. На порошковой диаграмме замещенных фораминифер получены слабые рефлексы

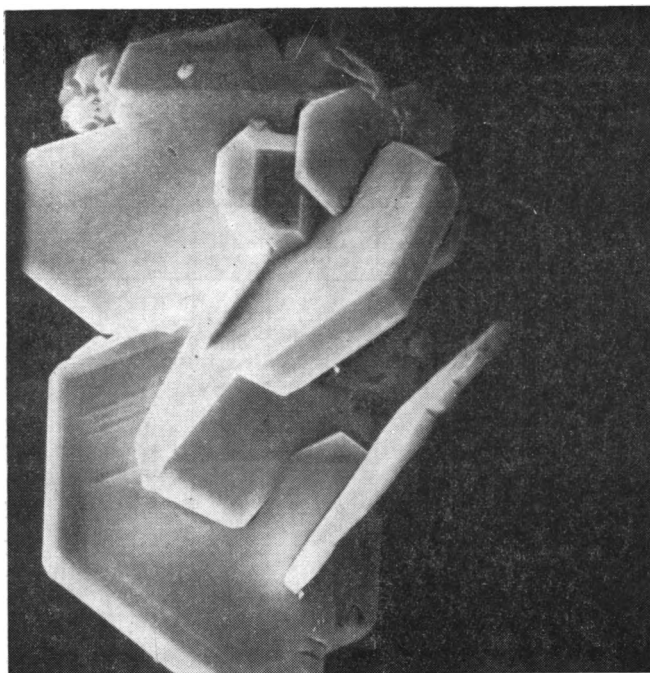
со значениями $\frac{d\alpha}{n} = 2,69; 2,41; 2,34; 1,908; 1,75 \text{ \AA}$. Эти величины соответствуют наиболее интенсивным отражениям марказита. Их слабая интенсивность на рентгенограмме обр. XII обусловлена незначительным количеством минерала. Каемчатые структуры марказита при последующих процессах замещения керолитом и осаждения моносulfидов железа избирательно корродировались и растворялись. Поэтому в отдельных раковинках фораминифер марказит сохранен частично либо полностью растворен.

Основной, заключительный этап сульфидообразования в осадке характеризовался образованием гребенчатых агрегатов мельчайших кристаллов (до 0,05 мм) моносulfидов железа на внутренней и внешней поверхности замещенных раковин фораминифер и в поровом пространстве метасоматита (см. фиг. 2, 4); кроме того, моносulfиды железа наблюдаются в раковинах фораминифер как продукты метасоматического замещения кальцита.

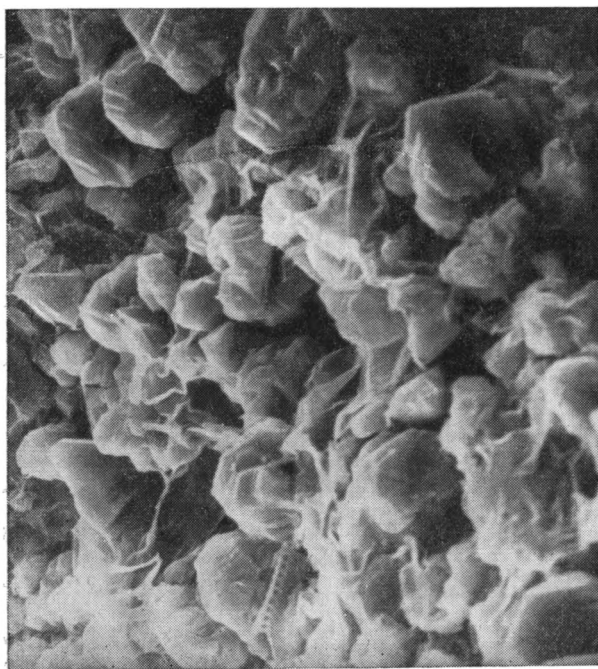
Пирротин и троилит имеют преимущественно форму идиоморфных уплощенных гексагональных пластин, слегка удлиненных, размером 0,01—0,1 мм и реже 0,3 мм. Кристаллы иногда дают параллельные сростки призматической формы, двойники и тройники срастания и прораствания с образованием в последнем случае псевдокубических форм (фиг. 5, 6). В единичных случаях отмечено некоторое изменение формы гексагональных пластин в сторону треугольника с усеченными вершинами (фиг. 6). Часто в плоскости 0001 кристаллов наблюдается зональное строение.

Диагностика моносulfидов железа производилась автором дифрактометрическим методом, оптическим с применением структурного травления HCl и изучением магнитных свойств. Для съемки порошковой диаграммы получены мономинеральные фракции делением осадка в бромформе. Для более точной диагностики Л. И. Бочек (ЦНИИГРИ) измерена дисперсия отражательной способности в видимой и ближней инфракрасной областях спектра.

Дифрактометрические исследования показали (табл. 2), что среди моносulfидов железа присутствуют отражения двух модификаций: троилита и гексагонального пирротита. Эти минералы четко различаются по разделению отражений ($11\bar{2}4$) на порошковой диаграмме и при визуальном сравнении значений отражений наиболее близки к некоторым рентгенограммам гексагонального пирротина и троилита Чайского ме-



Фиг. 5. Друзовые сростки кристаллов пирротина и троилита. Сканирующий микроскоп; $\times 1100$



Фиг. 6. Срастание и прорастание кристаллов троилита и пирротина с образованием псевдокубических форм. Сканирующий микроскоп; $\times 2000$

Таблица 2

Рентгеновские характеристики порошков гексагонального пирротина и троилита

Пирротин гексаго- нальный		Пирротин гексагональ- ный из вкрапленных руд		Троилит из прожилково- вкрапленных руд			Порошковая смесь троилита и гексагонального пирротина, обр. XII	
		(Чувикина, Чешенко, 1970)						
		$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$		I
—	—	(3,32)	1	(3,32)	1	11 $\bar{2}$ 0 β	—	
2,97	6	3,00	6	2,98	6ш.	11 $\bar{2}$ 0	2,978	
—	—	(2,93)	2	(2,93)		11 $\bar{2}$ 2 β	2,93	
2,63	8	2,66	8	2,66	7	11 $\bar{2}$ 2	2,652	
2,45	1	—	—	2,50	2	10 $\bar{1}$ 4	—	
(2,26)	1	(2,29)	5	(2,31)	4	11 $\bar{2}$ 4 β	—	
—	—	—	—	2,14	2	20 $\bar{2}$ 3	—	
—	—	—	—	2,087	10	11 $\bar{2}$ 4	2,089	
2,062	10	2,075	10	—		11 $\bar{2}$ 4	2,071	
—	—	1,934	3	1,926	4	0006; 30 $\bar{3}$ 0 β	—	
—	—	—	—	(1,903)	1	3030 β	—	
—	—	1,771	1	1,798	1	10 $\bar{1}$ 6; 0007 β	—	
—	—	—	—	1,750	2	21 $\bar{3}$ 3	—	
1,718	7	1,728	7	1,723	6	30 $\bar{3}$ 0	1,724	

Таблица 3

Значения коэффициента отражательной способности (R_p , %) и коэффициента дисперсии ($\alpha_{1000\text{нм}}$) для троилитов

Высокотемпературный		Обр. XII, R_p	Низкотемпературный, R_p
$\lambda_{\text{нм}}$	R_p		
460	29,7—30,3	31,7—31,8	31,4—32,0
580	37,4—38,2	38,0	39,6—40,4
700	44,3—45,1	44,4—44,5	44,6—45,6
800	48,3—49,3	—	46,7—47,7
820	—	49,8—51,3	—
900	51,2—52,2	52,0—54,3	47,9—48,9
1000	53,7—54,7	55,0—58,4	49,5—50,5

 $\alpha_{1000\text{нм}}=1,41—1,47$; $\alpha_{1000\text{нм}}=1,45—1,53$ $\alpha_{1000\text{нм}}=1,225—1,275$ ⁴ В табл. 2 это отражение имеет индексы (11 $\bar{2}$ 4).

сторождения (Северное Прибайкалье). Причем их примерный состав, определенный по рентгенометрической кривой зависимости $\frac{d\alpha}{n}$ (102)⁴ от содержания железа (Арнольд, 1966; Тулмин, Бартон, 1968), находится в пределах: для гексагональных пирротинов (по $\frac{d\alpha}{n} = 2,071 \text{ \AA}$) — 47,7 ат. % Fe, для троилитов (по $\frac{d\alpha}{n} = 2,089 \text{ \AA}$) — 49,6 ат. % Fe. Троилит, судя по составу (50,4 ат. % S), приближается к идеальному.

Измерения дисперсии отражательной способности (табл. 3) в видимой и ближней инфракрасной областях спектра (произведенные на приборе с фотометрической насадкой ФМЭ-1) показали среди промеренных зерен присутствие высокотемпературного троилита. Диагностика на основе дисперсии R_p высокотемпературной модификации проводилась по сопоставлению с отражательной способностью R_p высокотем-

пературного троилита Чайского месторождения. Сходство проявлено достаточно отчетливо в области спектра при $\lambda_{н.м.} = 580$ и 1000 н.м. Высокотемпературная фаза подтверждается также коэффициентом дисперсии $\alpha_{1000, н.м.}$. Высокотемпературный троилит (Касьянов и др., 1970) эталонных образцов характеризуется значениями $\alpha_{1000, н.м.} = 1,41—1,47$, низкотемпературный имеет $\alpha_{1000, н.м.} = 1,22—1,27$. Троилит из обр. XII со значениями $\alpha_{1000, н.м.} = 1,45—1,53$ тяготеет к высокотемпературной фазе.

Взаимоотношение троилитов и гексагональных пирротинов выяснялось на протравленных HCl (концентрация 1:1) аншлифах. Выявляется тонкопластинчатое полисинтетическое строение троилита и гексагонального пирротина. В зональных кристаллах также наблюдается последовательное чередование троилита и пирротина. Причем минералом-хозяином в наиболее крупных кристаллах является троилит. Мелкие кристаллы, как правило, не травятся и представлены гексагональным пирротинном. Ритмичность в кристаллизации этих двух моносulfидов железа обусловлена меняющимися концентрациями железа и серы в растворе.

Совместное нахождение марказита, троилита и гексагонального пирротина позволяет выяснить вероятные условия образования рудной минерализации.

Как известно, образование марказита происходит в кислой среде в условиях температур, не превышающих 450°C . Известны в литературе указания (Генкин и др., 1965; Arnold, 1969; Grønvold, Haraldsen, 1952; Yund, Hall, 1969) на зависимость состава пирротинов от температуры кристаллизации и концентрации серы в исходном рудообразующем веществе. Согласно этим исследованиям, гексагональный пирротин характерен для наиболее высокотемпературных минеральных ассоциаций ($>320^{\circ}\text{C}$). Причем максимальное число экспериментов (Arnold et al., 1962) показывает $460—470^{\circ}\text{C}$ для главного этапа кристаллизации гексагональных пирротинов. В последних экспериментальных работах (Лихачев и др., 1972) образование модификаций пирротина определялось не температурой, а количественным соотношением железа и серы в системе: в богатой серой среде независимо от температуры в интервале $180—400^{\circ}\text{C}$ кристаллизовался в основном моноклинный пирротин, а в бедной выделялся только гексагональный. Есть указания, что как моноклинная, так и гексагональная формы этого минерала могут кристаллизоваться и устойчивы при комнатной температуре (Grønvold, Haraldsen, 1952; Чувикина, Чешенко, 1970). Образование троилита происходит в условиях недосыщенности рудообразующего вещества серой в среде с избыточным содержанием железа.

Для решения вопроса о возможной температуре образования сульфидной минерализации в осадке следует, по-видимому, исходить из парагенетической ассоциации марказита и гексагонального пирротина с высокотемпературным троилитом и нерудным керолитом. Наибольшие основания говорить о высокой температуре кристаллизации у нас имеются для троилита. Предположив для сульфидов железа температуры кристаллизации в пределах $300—450^{\circ}\text{C}$, следует признать их справедливыми и для керолита, кристаллизовавшегося одновременно с моносulfидами.

Экспериментальные данные, полученные японскими исследователями (Iiyama, Roy, 1962, 1963) по синтезу смешанослойного монтмориллонитоида (в ассоциации с тальком) и неупорядоченной смешанослойной ассоциации сапонита и талька (с межплоскостными расстояниями $9,3—12,6$ Å), возможно, могут косвенно указывать на высокотемпературный генезис керолита из впадины Хесса. Первый минерал был син-

тезирован при температурах 400—650°С и давлениях 0,5 и 3 кбар. Второй смешанослойный минерал синтезирован в интервале температур 450—475°С и давлении 0,5—1 кбар.

Дополнительные сведения о примерной температуре образования керолита может дать информация об условиях формирования талькоподобного минерала («hydrated talc», Imai et al., 1973), вероятный аналог которого присутствует в составе керолита из впадины Хесса. На основании данных по термометрии газовой-жидких включений в талькоподобном минерале и синтезу системы $MgO-SiO_2-H_2O$ для «hydrated talc» предполагаются температуры около 250—300°С.

Принимая во внимание все данные по возможным температурам образования гексагонального пирротина и керолита, можно для всей природной ассоциации сульфидов железа и магнезиального силиката, возникшей в главную фазу кристаллизации, предположить высокие температуры, но не выше 450°С. Существенное повышение температуры (свыше 450°С) вызвало бы перекристаллизацию марказита в пирит. Пирит же в обр. XII не установлен.

Как показывает характеристика осадков (цвет осадка и соответствующая дифференциация окисных и сульфидных форм железа), на форму проявления минерализации (железоокисной или железосульфидной) во всех рассматриваемых гидротермально измененных осадках оказали влияние, наряду с прочими факторами pH и Eh минерализующих растворов. В рейсе 8 НИС «Дмитрий Менделеев» для влажных образцов осадков Т. М. Суцевской были получены значения окислительно-восстановительного потенциала. Восстановленные слои голубовато-серых глин и песков показали значения pH, близкие 8 (7,94; 8,01; 8,07; 8,3), и низкие положительные значения Eh (42; 54; 62; 68; 97; 129—292). Вверх и вниз от небольшого слоя восстановленных осадков в красновато-коричневых илах четко намечается сдвиг в сторону окисленности: $pH < 8$; Eh — +324 ÷ +482. Для обр. XII с обильной сульфидной минерализацией определения pH и Eh не производились. Однако можно предположить, что в этом случае именно физико-химические параметры раствора (Eh и pH) обусловили значительное проявление сульфидной минерализации. По-видимому, карбонат фораминифер, замещаясь магнезиальными силикатами, заметно интенсифицировал реакцию нейтрализации сернокислых растворов и способствовал их подщелачиванию, т. е. повышению pH. В условиях достижения определенных значений составов раствора и значений Eh и pH, способствующих усилению восстановительных процессов, началась обильная кристаллизация моносulfидов железа и керолита. В слабокарбонатных осадках, какими явились эдафогенные серпентиновые пески и глины, гидротермальные сернокислые растворы не нейтрализовались столь активно; возможно, поэтому на этих участках мы и не находим сколько-нибудь значительных проявлений пирротина и троилита.

Интерпретация составов гидротермально-метасоматических минералов в исследованных образцах позволяет вполне определенно говорить о привносе гидротермальными растворами в осадок Si, Fe, Mg, Al.

ВЫВОДЫ

Новообразования троилита, пирротина и керолита обнаружены в вулканически и тектонически активной зоне, во впадине Хесса, в современном поверхностном слое литологически неоднородных гидротермально измененных осадков. Минерализация имеет наложенный характер и сформирована в результате гидротермально-метасоматического процесса, связанного, вероятно, с поствулканической эксгальационно-гидротермальной деятельностью.

Сульфиды железа локализованы в прослоях осадков и на поверхностях напластования, характеризующихся повышенной проницаемостью.

В разрезе эти хорошо проницаемые прослои (серпентиновые пески и фораминиферовые биоморфные осадки) чередуются с менее проницаемыми — алевроитистыми глинами.

Концентрация металлов в осадках определяется наряду с физическими свойствами также, по-видимому, влиянием состава этих осадков. Так, максимальная металлоносность свойственна керолитовому метасоматиту с реликтовой структурой биоморфного фораминиферового осадка.

Взаимодействие между термальным раствором и кальцитом раковин фораминифер обусловило замещение кальцита магниальными силикатами, обогащение порового гидротермального раствора Ca^{++} и CO_3^{--} и изменение его химизма. Подщелачивание раствора создало наиболее благоприятные условия для осаждения моносulfидов железа и керолита.

Керолит — водный силикат магния — представляет смесь трех минералов: талькоподобного силиката, неупорядоченного переслаивающегося с разбухающей 17 А-фазой, и серпентина.

Среди моносulfидов железа установлены гексагональная модификация пирротина и высокотемпературный троилит.

Парагенетическая ассоциация гидротермальных минералов в осадках (марказита, гексагонального пирротина, троилита и керолита) и экспериментальные данные по синтезу этих минералов позволяют предположить довольно высокие температуры их формирования. Температуру около 450°C следует рассматривать как предельную.

В гидротермально измененных осадках характерно проявление метасоматической зональности, выразившейся, в частности, в зональном распределении железорудной минерализации. Различные минеральные формы железа обнаруживают закономерную связь с характером изменения физико-химических параметров гидротермальных растворов (рН и Eh).

ЛИТЕРАТУРА

- Арнольд Р. Равновесные отношения между пирротиним и пиритом при температуре $305\text{--}743^\circ\text{C}$. — Пробл. эндоген. месторожд., 1966, № 3.
- Бобровник Д. П. Барит и пирротин в тортонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Викүлова М. Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического исследования глин. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3, 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Витовская И. В., Берхин С. И. Серпентин, керолит и нонтронит в коре выветривания липовского ультраосновного массива. — В кн.: Кора выветривания на серпентиновых массивах. М., «Наука», 1965.
- Генкин А. Д., Логинов В. П., Органова Н. И. О взаимоотношениях и особенностях размещения гексагональных и моноклинных пирротинов в рудах. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 3.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Дьяконов Ю. С. Результаты рентгенографического исследования керолитов. — Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 4.
- Иванов К. В. Об аутигенном пирротине из нижнекаменноугольных отложений окрестностей г. Томска. — В кн.: Доклады VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции, вып. 4, 1957.
- Касьянов А. В., Бочек Л. И., Розова Е. В. Исследование некоторых физических свойств устойчивых минеральных фаз в системе $\text{FeS}\text{--}\text{Fe}_3\text{S}_4$ с целью их диагностики. — Тр. ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 93.
- Лисицын А. П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана. — Вестн. АН СССР, 1973, № 9.
- Лихачев А. П., Чувикина Н. Г., Кожевникова Л. И. О гидротермальном синтезе моноклинного пирротина выше 320°C . — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 2.

- Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Протоद्याконова Э. М. Низкотемпературные гидросиликаты магния в некоторых месторождениях Узбекистана.— Зап. Узбекстанск. отд. Всес. минералог. о-ва, 1963, вып. 15.
- Стащук М. Ф., Супрычев В. Д., Хитрая М. С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев, «Наукова думка», 1964.
- Тулмин П., Бартон П. Термодинамические исследования пиритов и пирротинов.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968.
- Чувикина Н. Г., Чешенко Ю. А. Пирротины и троилиты Чайского сульфидного медно-никелевого месторождения (Северное Прибайкалье) и их рентгенометрическое изучение.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1970, вып. 93.
- Чухров Ф. В. О пирротине и пирите в керченских рудах и о некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
- Arnold R. G., Coleman R. G., Fryklund V. C. Temperature of crystallization of pyrrhotite and sphalerite from the Highland— Surprise Mine. Coeur d'Alene district, Idaho.— Econ. Geol., 1962, v. 57, No. 8.
- Arnold R. G. Pyrrhotite phase relations below $304 \pm 6^\circ \text{C}$ at < 1 atm total pressure.— Econ. Geol., 1969, v. 64, No. 4, 405.
- Grønvald F., Haraldsen H. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S).— Acta chem. scand, 1952, v. 6, 1452.
- Hey R. N., Deffeyes K. S., Johnson G. L., Lowrie A. The Galapagos triple junction and plate motions in the East Pacific.— Nature, 1972, v. 237, No. 5349.
- Iiyama J. T., Roy Rustum. Controlled synthesis and relative stabilities of random and regular mixed-layer (heteropolytypic) minerals. (Abstract).— Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1962, No. 68.
- Iiyama J. T., Roy Rustum. Controlled synthesis of heteropolytypic (mixed-layer) clay minerals. Clay and clay minerals. Oxford— London— New York— Paris, Pergamon Press, 1963.
- Imai N., Otsuka R., Nakamura T., Tsunashima A., Sakamoto T. «Hydrated talc» — an alteration product of wollastonite by reaction with magnesium — bearing hydrothermal solution.— Clay Science, 1973, No. 4.
- Isibasi M. On iron sulphides in calcareous nodule.— J. Min. Soc. Japan, 1958, v. 3, 798.
- Yund R. A., Hall H. T. Hexagonal and monoclinic pyrrhotites.— Econ. Geol., 1969, v. 64, No. 4.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
4.VII.1975

УДК 552.51 : 551.352(267)

СОСТАВ КРУПНОАЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В. Н. СВАЛЬНОВ, А. Н. РУДАКОВА

По данным иммерсионного изучения крупноалевритовой фракции 167 образцов из верхнего слоя осадков восточной части Индийского океана составлены карты распределения минералов, выделены 6 минералогических провинций и 8 подпровинций. Формирование провинций обусловлено разномом терригенного материала со стороны Австралии и Азии и вулканогенного — с Зондской островной дуги, а также поступлением в осадки эдафогенного материала (продуктов размыва дна). Эдафогенные компоненты отчетливо проявляются на участках расчлененного рельефа дна (крутые склоны поднятий, зоны разломов). В минеральном комплексе пелагических глин заметную роль играют аутигенные образования (филлипсит, железомарганцевые микроконкреции), костный детрит.

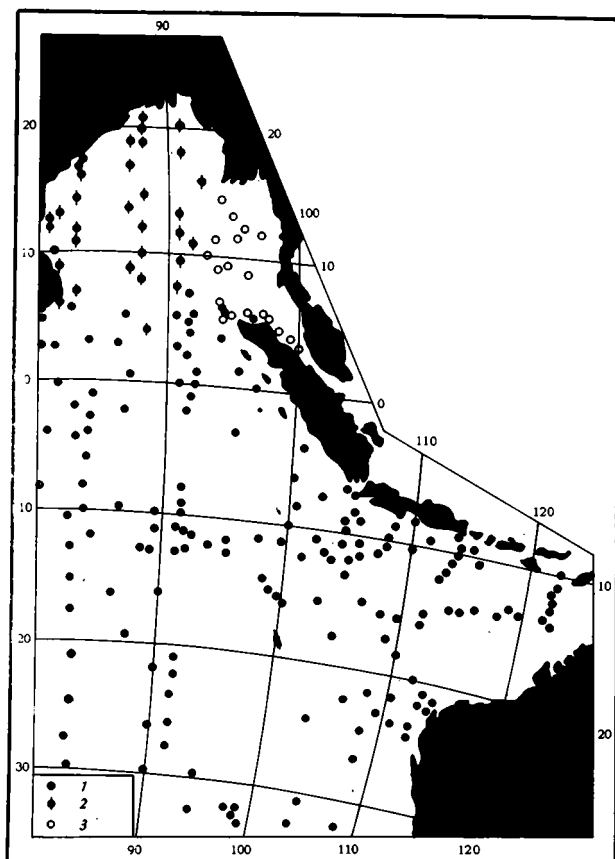
Крупноалевритовая фракция (0,1—0,05 мм) океанских осадков характеризуется максимальным набором минералов и позволяет определять наиболее далекие границы влияния береговых питающих провинций (Петелин, 1961; Петелин, Алексина, 1970).

Сведения о составе песчано-алевритовых фракций современных осадков восточной части Индийского океана пока ограничивались районами Бенгальского залива (Siddiquie, 1967) и Тиморского моря (Van Andel, Veevers, 1967).

В настоящей статье обобщены результаты изучения иммерсионным методом крупноалевритовой фракции верхнего (0—5 см) слоя осадков, собранных на 167 станциях в экспедициях на НИС «Витязь» (Безруков, 1964, 1973). Расположение станций приведено на фиг. 1.

Минералогическому анализу подверглись легкая и тяжелая подфракции, полученные после деления в бромформе (уд. вес 2,9). В каждой подфракции определялось не менее 300 зерен. Выявленные генетические группы компонентов осадков приведены в табл. 1, где минеральные зерна расположены примерно в порядке убывания их встречаемости в крупноалевритовой фракции.

Для более четкого обособления вулканогенных и терригенных минеральных комплексов производился пересчет анализов на соотношение прозрачных аллотигенных минералов, т. е. были исключены биогенные и аутигенные (частично) минералы, а также трудноопределимые агрегатные зерна и непрозрачные рудные минералы. По данным первичных и пересчитанных анализов (табл. 2), включая результаты Г. Н. Сиддики (Siddiquie, 1967), было составлено 45 карт распределения минералов крупноалевритовой фракции, послуживших основой для выявления минералогических провинций. При этом были учтены также сведения о минералогии верхнего слоя осадков Андаманского моря, любезно предоставленные И. О. Мурдмаа.



Фиг. 1. Местоположение станций, материал которых использован в работе

1 — образцы, изученные авторами; 2 — данные Г. Н. Сиддики (Siddique, 1967); 3 — данные И. О. Мурдмаа

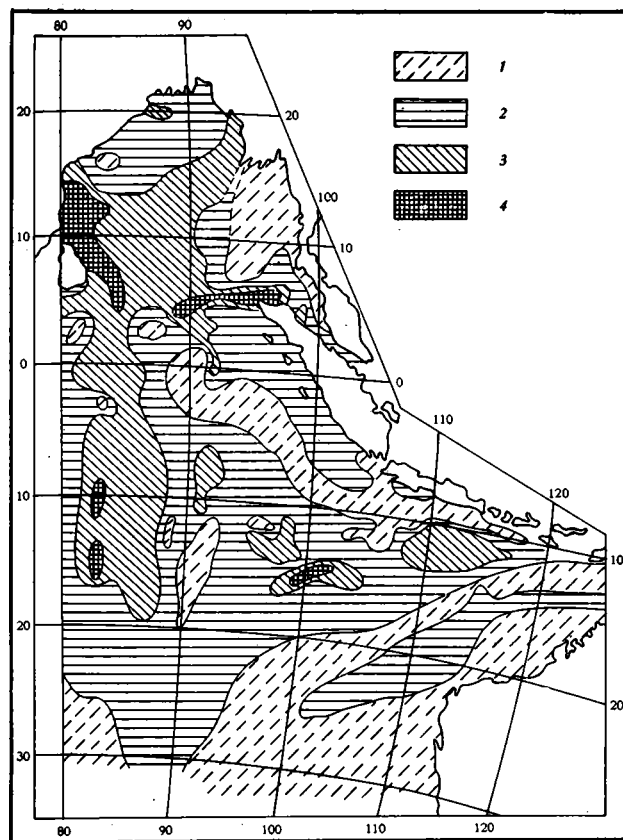
Особенностью минералов крупноалевритовой фракции является отсутствие следов истирания, которые наблюдались только у отдельных зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород. Лучшие кристаллографические формы характерны для аутигенных и вулканогенных компонентов. Последние нередко сохраняют «рубашки» из вулканического стекла.

Минералы группируются по сходным типам распределения, поэтому здесь мы ограничимся кратким описанием только 6 наиболее характерных карт.

Обыкновенная роговая обманка встречается в крупноалевритовой фракции большинства изученных проб. Она имеет явно двоякий генезис — терригенный и вулканогенный. Повышенные содержания ее обнаружены в пределах широкой полосы к западу от Восточно-Индоокеанского хребта (фиг. 2). Основным источником терригенной роговой обманки являются, вероятно, докембрийские породы Индостана и о. Шри Ланка (Кришнан, 1954). Вулканогенная же роговая обманка связана с действующими вулканами северной части Суматры и Явы (Ван Бемелен, 1957).

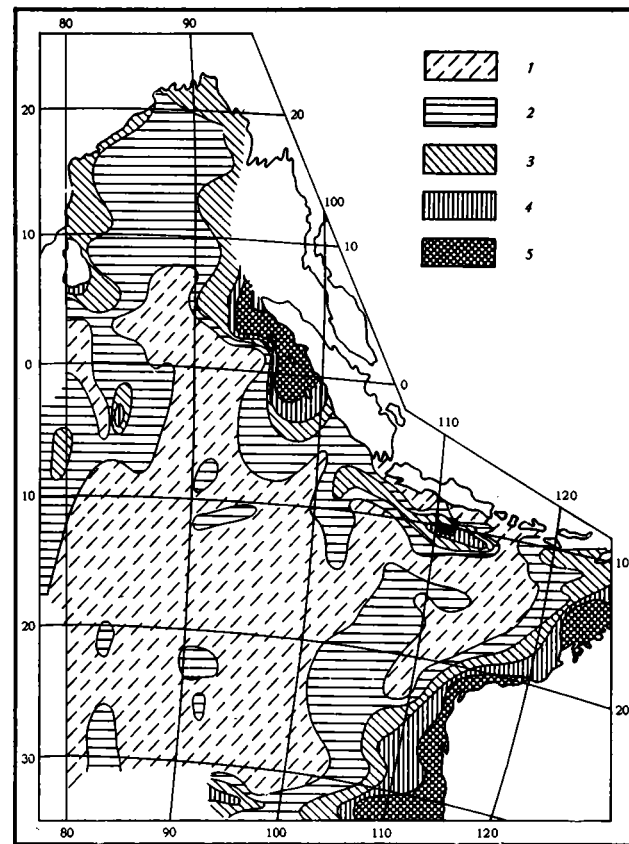
Циркон и апатит распространены подобно терригенной роговой обманке.

Кислые плагиоклазы, кварц, калиевые полевые шпаты, эпидот, гранаты, сфен, рутил и анатаз тяготеют к обрамлению Бенгальского зали-



Фиг. 2. Распространение обыкновенной роговой обманки, %

1 — <10; 2 — 10 — 30; 3 — 30 — 50; 4 — >50



Фиг. 3. Распространение кварца, %

1 — <1; 2 — 1—10; 3 — 10—30; 4 — 30—50; 5 — >50

Таблица 1

Минералы крупноалевритовой фракции осадков восточной части Индийского залива

Минеральные зерна		Генетические группы минералов				
		терри- генные	наземно- вулкано- генные	эдафо- генные	аути- генные	биоге- нные
Встречаются часто (более 75% проб)	Роговая обманка обыкновенная	+	+	+		
	Магнетит, титаномагнетит	+	+	+		
	Опал					+
	Диопсид	+				
	Стекло кислое		+			
	Кальцит	+		+		+
	Биотит	+	+			
	Гиперстен	+	+			
	Авгит	+	+	+		
	Трудноопределимые зерна	+	+	+		
	Коллофан					+
	Эпидот	+		+		
Встречаются часто (50—75% проб)	Плагиоклазы кислые	+	+	+		
	» основные	+	+	+		
	Клиноцоизит	+		+		
	Циркон	+	+	+		
	Апатит	+	+	+		
	Кварц	+		+		
	Цоизит	+		+		
	Гранаты	+		+		
Встречаются редко (25—50% проб)	Железомарганцевые микроконкреции				+	
	Оливин		+	+		
	Сфен	+		+		
	Тремолит	+		+		
	Актинолит	+		+		
	Роговая обманка базальтическая		+			
	Роговая обманка сине-зеленая	+				
	Ортоклаз	+		+		
	Микроклин	+		+		
	Ильменит	+	+			
	Филлипсит			+	+	
	Арагонит					+
	Палагонит			+		
	Хлорит	+		+		
Встречаются очень редко (менее 25% проб)	Санидин	+		+		
	Турмалин	+				
	Дистен	+				
	Лейкоксен	+		+		
	Мусковит	+		+		
	Рутил	+	+			
	Корунд	+				
	Целестобарит				+	
	Пирит — марказит				+	
	Стекло основное		+			
	Ставролит	+		+		
	Анаказ	+				
	Глауконит	+			+	
	Силлиманит	+				
	Андалузит	+				
	Пьомонтит	+				
	Ортит	+		+		
	Серпентин			+		
	Антофиллит					
	Хлоритоид	+				
	Глаукофан	+				
	Шпинель	+		+		
	Эгирин	+				
	Энстатит — бронзит	+	+			
	Тальк			+		
	Флюорит					
	Монацит	+				
	Пальгорскит			+	+	
	Сепиолит			+	+	

Средний состав крупноалевритовой фракции осадков различных минералогических провинций (характерные данные минералов — полу жирным)

Минеральные зерна	Среднее содержание зерен, % Встречаемость						
	Восточная часть Индийского океана в целом %	Провинции					
		Западно- Австралий- ская	Зонд- ская	Яван- ского желоба	Восточно- Индокееан- ская	Цент- ральная	Пелагиче- ских глин
Тяжелая подфракция							
а) После пересчета							
Гранаты	2,6 49,7	3,7 50,0	1,0 37,0	7,3 70,0	1,8 37,1	4,1 73,7	1,3 45,0
Роговая обманка обык- новенная и сине-зе- леная	19,5 92,8	13,2 88,8	13,4 94,5	20,8 100,0	17,4 96,3	32,0 94,7	19,8 80,0
Роговая обманка ба- зальтическая	0,6 29,9	0,2 11,1	0,4 35,2	0,5 20,0	0,5 29,6	1,5 39,5	0,5 20,0
Тремолит — актинолит	0,7 29,9	0,4 27,8	0,4 24,1	1,0 60,0	1,4 25,9	1,0 42,2	0,2 15,0
Антофиллит + глауко- фан	Следы 5,4	0,3 16,7	— —	0,2 30,0	— —	Следы 7,9	— —
Моноклинные пироксе- ны	21,8 88,0	5,1 50,0	41,7 98,2	12,2 90,0	7,6 81,5	10,5 92,2	26,7 95,0
Ромбические пироксены	8,1 79,0	3,9 55,6	15,6 94,5	6,6 100,0	5,5 74,7	4,6 82,2	2,5 45,0
Оливин	0,9 32,9	0,4 27,8	0,9 35,2	1,0 40,0	1,2 25,9	0,7 28,9	1,1 45,0
Шпинель	0,1 3,6	Следы 5,6	Следы 1,9	— —	0,1 3,7	0,1 7,9	— —
Группа эпидота	9,4 75,5	22,0 77,8	5,8 66,7	14,9 90,0	7,9 70,3	10,0 86,8	5,4 75,0
Биотит	13,3 83,3	8,5 61,2	7,4 83,3	16,9 80,0	26,5 96,3	15,4 89,5	9,5 75,0
Мусковит	0,8 18,6	0,8 22,2	0,2 3,7	6,7 50,0	0,4 14,8	0,7 34,3	0,5 15,0
Хлоритоид	0,1 5,4	0,2 11,1	Следы 1,9	0,2 30,0	0,1 3,7	Следы 5,3	— —
Хлорит	0,6 25,7	0,3 22,2	0,6 12,9	0,5 60,0	1,3 40,7	0,5 23,7	0,4 30,0
Апатит	2,7 57,4	0,5 22,2	3,6 76,0	2,1 70,0	5,5 55,6	1,2 55,3	0,9 40,0
Циркон	3,2 57,4	2,9 44,4	1,8 46,3	2,3 70,0	5,1 77,8	5,0 73,7	1,5 35,0
Сфен	0,9 32,3	1,3 44,4	0,5 22,2	2,7 90,0	0,6 25,9	1,1 34,3	1,1 25,0
Рутил + анатаз + лей- коксен	0,9 19,2	5,1 33,3	0,2 5,6	1,1 60,0	0,8 18,5	0,5 26,3	0,1 10,0
Дистен	1,7 20,9	0,4 22,2	Следы 3,7	1,4 60,0	8,1 29,6	1,1 34,3	0,2 10,0
Силлиманит + андалу- зит	0,2 10,2	0,4 22,2	0,1 1,9	0,3 30,0	0,1 3,7	0,4 15,8	0,2 10,0
Ставролит	0,4 12,0	0,3 16,7	Следы 1,9	0,3 30,0	1,9 25,9	0,2 13,2	0,4 5,0
Корунд	0,9 17,4	1,0 22,2	0,5 14,8	— —	0,9 18,5	0,7 13,2	2,5 35,0

Таблица 2 (продолжение)

Минеральные зерна	Среднее содержание зерен, % Встречаемость						
	Восточная часть Индийского океана в целом	Провинции					
		Западно- Австра- лийская	Зонд- ская	Яван- ского желоба	Восточно- Индийская	Цент- ральная	Пелаги- ческих глин
Турмалин	0,4 21,5	1,6 44,4	0,2 12,9	0,6 50,0	0,5 14,8	0,5 31,6	—
Целестобарит	0,8 15,6	0,3 11,1	2,0 24,1	—	0,2 11,1	0,3 10,5	0,2 20,0
6) Без пересчета Рудные минералы	18,3 92,2	12,7 72,2	25,1 92,6	20,9 100,0	13,9 96,3	15,6 94,7	14,5 85,0
Железомарганцевые микроконкреции	6,9 34,7	2,8 11,1	10,0 38,9	0,8 20,0	3,2 40,7	8,3 36,9	6,9 40,0
Гидроокислы железа	12,5 84,8	15,5 77,8	6,9 76,0	6,2 90,0	19,6 89,0	12,8 89,5	18,4 90,0
Пирит — марказит	0,4 14,4	1,1 11,1	0,3 16,7	0,9 40,0	0,3 11,1	0,1 10,5	0,2 10,0
Пепловые частицы	1,2 18,6	0,1 5,6	2,2 33,4	3,2 10,0	0,3 14,8	0,7 7,9	1,0 20,0
Обломки измененных пород и минералов	3,6 44,9	6,1 44,4	3,2 48,2	2,8 60,0	3,3 40,7	1,3 36,9	7,1 50,0
Легкая подфракция а) После пересчета							
Кварц	8,4 51,0	28,6 72,2	2,4 44,5	28,2 80,0	4,2 25,9	8,1 59,5	3,1 85,0
Калиевые полевые шпаты	2,2 29,9	3,2 33,3	0,7 27,8	7,6 70,0	0,3 11,1	3,5 47,4	2,9 55,0
Плагиноклазы кислые	5,9 61,1	5,1 33,3	5,3 64,8	8,0 80,0	2,5 44,4	9,3 73,7	5,1 65,0
» основные	5,9 59,3	2,0 27,8	12,2 79,7	2,3 80,0	1,8 37,1	3,8 47,4	3,6 75,0
Филлипсит	3,1 29,3	0,4 16,7	1,2 29,6	0,1 10,0	0,8 15,5	0,6 23,7	19,7 75,0
Палагонит	0,8 27,3	Следы 5,6	0,7 46,3	0,1 10,0	0,2 14,8	0,6 10,5	3,4 55,0
Серпентин	0,9 4,8	—	—	—	5,9 22,2	—	0,2 10,0
Вулканическое стекло кислое	56,2 87,5	17,6 44,4	71,7 100,0	43,7 80,0	66,0 92,6	54,7 86,8	44,8 90,0
Вулканическое стекло основное	0,2 14,4	0,1 5,6	0,4 27,8	0,1 30,0	0,1 7,4	Следы 2,6	0,1 10,0
6) Без пересчета Железомарганцевые микроконкреции	1,3 48,5	0,3 16,7	1,6 57,5	0,3 30,0	0,5 51,8	0,4 42,2	4,4 70,0
Пепловые частицы	2,7 44,2	Следы 5,6	7,0 77,8	1,6 60,0	0,1 11,1	0,3 36,8	1,7 35,0
Скелетные остатки рыб	1,4 78,2	0,5 77,8	0,9 66,7	0,4 40,0	0,4 77,8	0,9 89,5	6,4 100,0
Глауконит	0,1 11,4	0,8 38,9	0,1 11,1	0,1 30,1	—	Следы 2,6	0,1 10,0
Биогенный кальцит	37,2 86,2	67,6 100,0	23,9 74,1	13,9 90,0	45,0 92,6	40,8 86,8	40,4 95,0

Таблица 2 (продолжение)

Минеральные зерна	Среднее содержание Встречаемость зерен, %						
	Восточная часть Индийского океана в целом	Провинции					
		Западно- Австра- лийская	Зонд- ская	Яван- ского желоба	Восточно- Индоеан- ская	Цент- ральная	Пелаги- ческих глин
Опал: скелеты радио- лярий	21,5 89,8	13,8 88,8	29,3 94,4	4,9 90,0	28,5 89,0	24,7 94,7	1,3 70,0
створки диатомей	1,8 28,7	0,3 27,8	0,9 25,9	0,4 30,0	8,4 48,2	0,3 34,3	—
спикулы	0,8 57,4	4,6 50,0	0,3 68,5	0,2 50,0	0,2 51,8	0,3 52,6	0,7 65,0
Обломки измененных пород и минералов	6,5 71,5	4,9 55,6	5,3 70,4	4,4 80,0	3,4 66,7	4,6 78,5	19,9 85,0

ва, а также обогащают осадки западнее Австралии и в Яванском желобе. Закономерности их распространения можно проследить на примере кварца (фиг. 3). Основная часть кварца и полевых шпатов выносятся, по-видимому, из северо-западной части Австралии ветром (Браун и др., 1970).

Иной тип распределения отличает наземно-вулканогенные компоненты, что ясно проявляется на примере моноклинных и ромбических пироксенов (фиг. 4), а также основных плагиоклазов. Указанные минералы прослеживаются вдоль Зондских островов и далее на запад, образуя промежуточный минимум в Яванском желобе. Причиной последнего может быть разнос вдоль желоба терригенных минералов, количественно подавляющих вулканогенные.

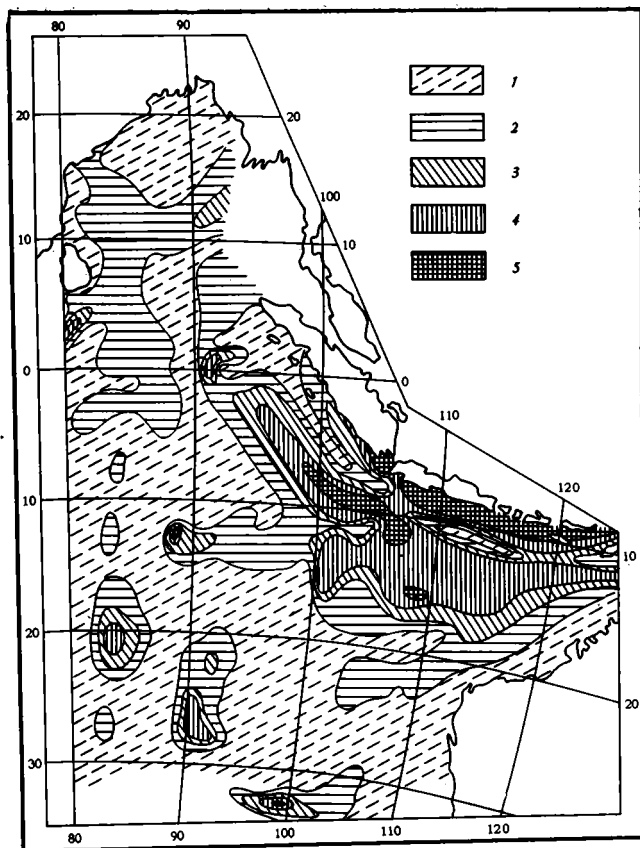
Ряд локальных максимумов пироксенов, выявленных в различных частях района, обусловлен, вероятно, подводными источниками, а также размывом магматических пород обрамления Бенгальского залива.

В ассоциации с вулканогенными компонентами обычно встречаются трудноопределимые зерна и рудные минералы.

Своеобразным оказалось распределение кислого вулканического стекла (фиг. 5), концентрация которого, подобно другим вулканогенным минералам, обусловлена непосредственным выпадением его в воду, а также разносом течениями и ветром. Известно, что течения могут уносить куски пемзы на 8—9 тыс. км от центра извержения (Richards, 1958). При этом пемза стирается, обогащая осадки стеклом.

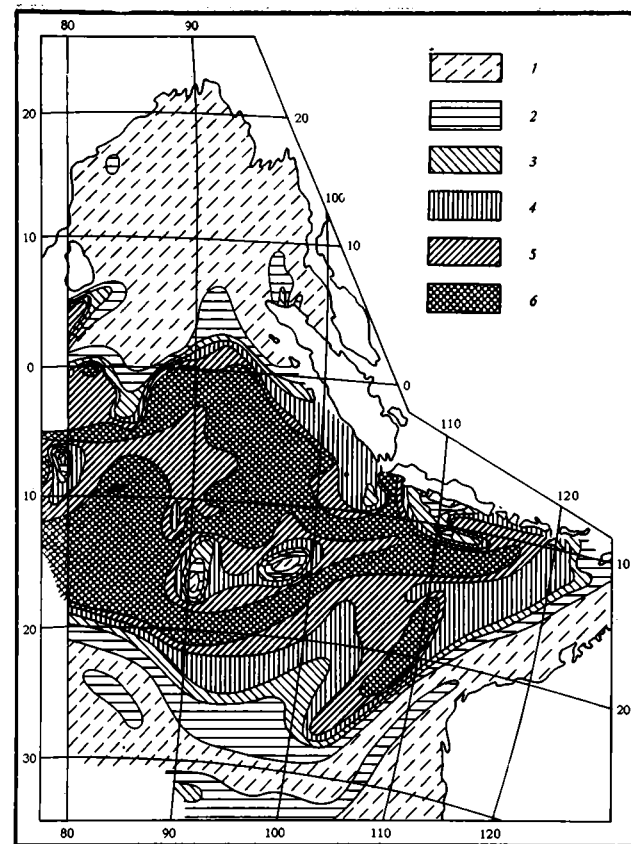
Вулканическое стекло в большинстве проб встречено в ассоциации с биотитом, а их содержания находятся как в прямой, так и в обратной зависимости. Учитывая вулканогенную природу некоторой части биотита (свежие листочки, иногда с оторочками из вулканического стекла), можно предположить, что он поступает вместе со стеклом из единого источника. Таким источником вполне мог служить вулкан Тамбора (о. Сумбава) или подобный ему по составу изверженного материала (Neeb, 1943).

Для дистена (фиг. 6), хлорита, тремолита, актинолита, ставролита, корунда и серпентина характерен специфический тип распределения. Указанные минералы встречены преимущественно в осадках восточных предгорий Восточно-Индоеанского хребта и отчасти связаны, видимо, с разрушением пород дна, т. е. являются эдафогенными (Петелин, 1971). Такое допущение подтверждается для хлорита, серпентина, тремолита — актинолита и других минералов сходством минеральных комплексов осадков и распространенных здесь же базальтов, метаморфизованных основных и ультраосновных пород (Кашинцев, 1973; Hekini-



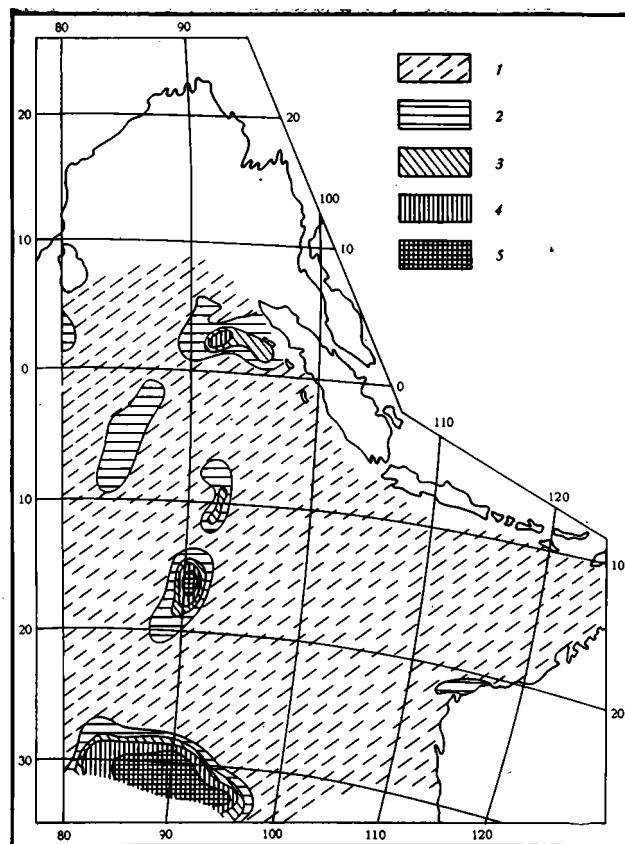
Фиг. 4. Распространение моноклинных и ромбических пироксенов, %

1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — 50—70; 5 — >70

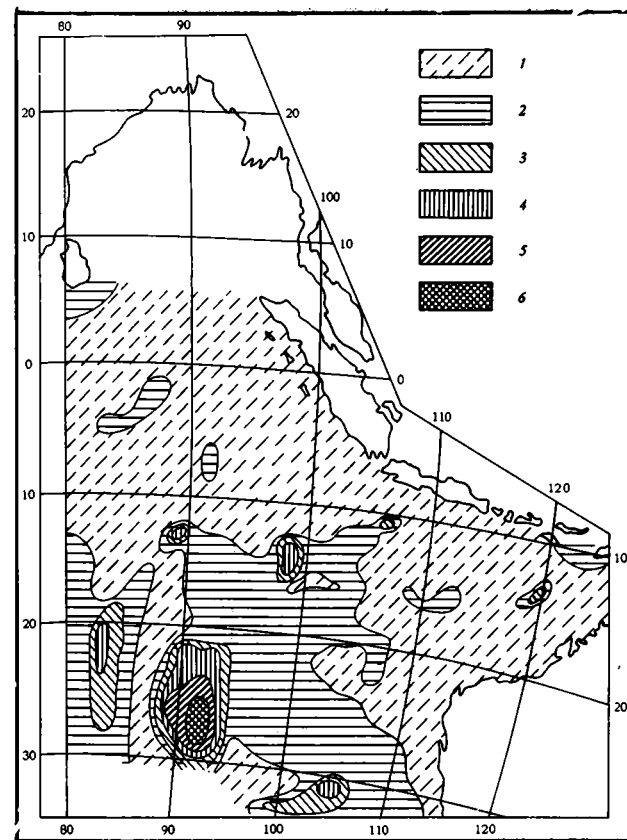


Фиг. 5. Распространение кислого вулканического стекла, %

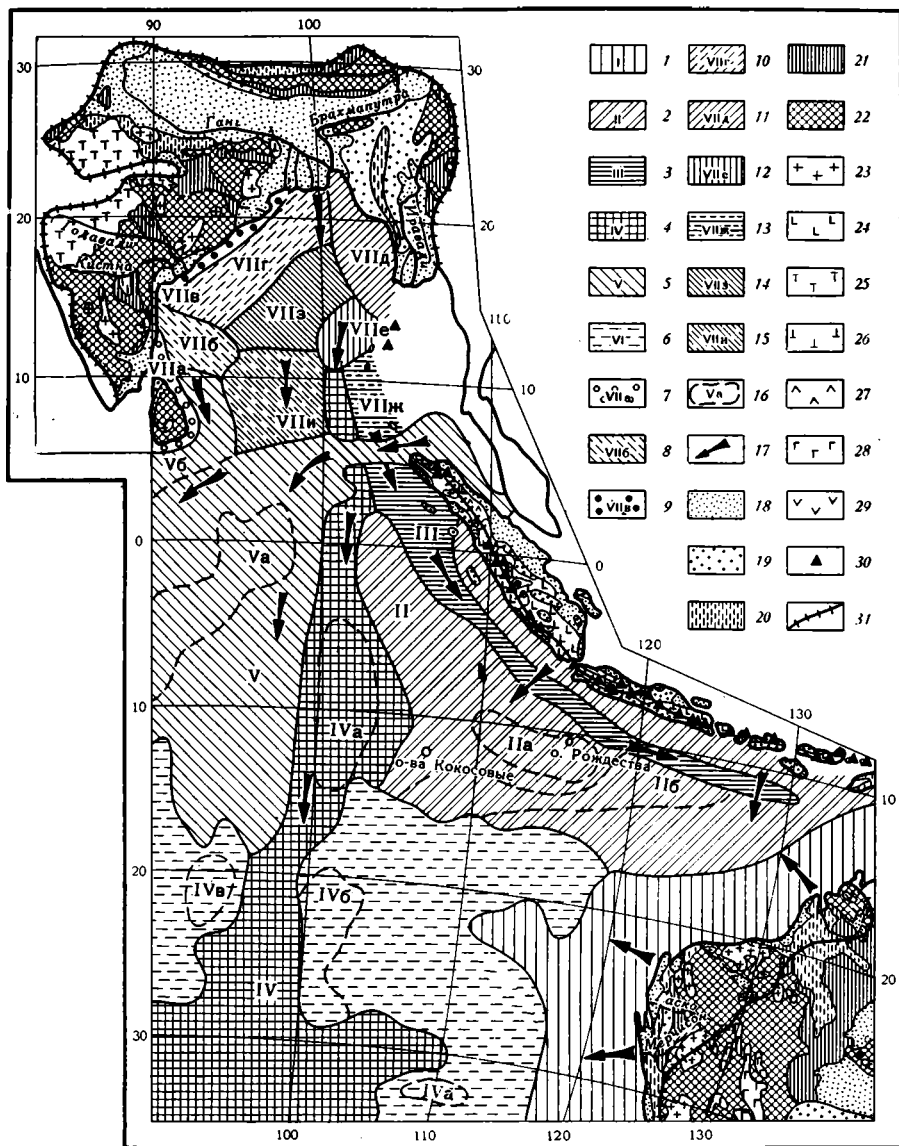
1 — <10; 2 — 10—30; 3 — 30—50; 4 — 50—70; 5 — 70—90; 6 — >90



Фиг. 6. Распространение дистена, %
 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—30; 5 — 30—60



Фиг. 7. Распространение филлипсита, %
 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — 10—30; 5 — 30—50;
 6 — >50



Фиг. 8. Минералогические провинции восточной части Индийского океана

1 — Западно-Австралийская, 2 — Зондская, 3 — Яванского желоба, 4 — Восточно-Индоканская, 5 — Центральная, 6 — провинция пелагических глин; минералогические провинции Бенгальского залива (Siddique, 1967): 7 — Цейлон-Карамандельская прибрежная, 8 — Цейлон-Карамандельская глубоководная, 9 — Восточно-Гатская прибрежная, 10 — Восточно-Гатско-Гангская глубоководная, 11 — Араканская, 12 — Северная Андаман-Никобарская, 13 — Южная Андаман-Никобарская, 14 — Северная Центральнобенгальская, 15 — Южная Центральнобенгальская; 16 — границы подпровинций и их номера; 17 — пути разноса осадочного материала.

Геология обрамления (Браун и др., 1970; Кришнан, 1954; и др.): 18 — плейстоценовые и современные пески, алевроиты, глины, 19 — палеоген-неогеновые известняки, мергели, конгломераты, глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, пески, глины, 20 — мезозойские известняки, кварцевые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, конгломераты, глауконитовые пески, 21 — верхнепалеозойские известняки, доломиты, кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты, 22 — докембрийские метаморфические породы: гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты, конгломераты, кварциты, яшмы, известняки, 23 — разновозрастные гранитоиды, 24 — четвертичные лавы, туфы основного и среднего состава, 25 — позднемеловые — раннеэоценовые деканские траппы: базальты, долериты, габбро, андезиты, сиениты, гранофиры, 26 — юрские базальты, 27 — палеозойские эффузивы разного состава, 28 — докембрийские эффузивы основного и среднего состава, 29 — докембрийские эффузивы разного состава, 30 — вулканы активные после 1600 г., 31 — граница водосбора

ап, 1970). Эдафогенное происхождение дистена, ставролита и корунда прямых доказательств пока не имеет.

Базальтическая роговая обманка, основное вулканическое стекло, мусковит, оливин, целестобарит, силлиманит, шпинель, глаукофан, антофиллит, пирит и некоторые другие минералы встречаются спорадически в небольших количествах, что затрудняет выявление закономерностей в их распространении. Можно лишь отметить приуроченность мусковита к осадкам Яванского желоба, а также связь оливина и основного стекла с размывом вулканических пород дна, базальтической роговой обманки — с наземным вулканизмом. Силлиманит, глаукофан и антофиллит тяготеют к западной части Австралии и обусловлены, видимо, размывом докембрийских пород фундамента. Эдафогенная природа вероятна для шпинели. Аутигенный пирит встречается среди восстановленных осадков прибрежных районов.

Четкая приуроченность к пелагическим глинам отмечается у филлипсита (фиг. 7), палагонита, железомарганцевых микроконкреций и костного детрита.

Анализ карт распределения минералов позволил выделить в восточной части Индийского океана следующие современные минералогические провинции (фиг. 8, табл. 2): Западно-Австралийскую (кварц-эпидотовую), Зондскую (двупироксеновую), Яванского желоба (биотит-кварцевую), Восточно-Индоеокеанскую (ставролит-дистеновую), Центральную (биотит-роговообманковую), провинцию пелагических глин (филлипситовую).

Выявление провинций проводилось с учетом средних содержаний, закономерностей распределения и ассоциаций минералов, возможных источников сноса, типов осадков, рельефа дна и циркуляции вод.

Следует отметить, что провинции, выделенные ранее в Бенгальском заливе (Siddique, 1967), находят свое продолжение в провинциях Восточно-Индоеокеанской, Центральной и Яванского желоба.

В пределах четырех провинций обособляются ассоциации некоторых минералов (подпровинции), характерные для более локальных участков дна. Типичными минералами для соответствующих подпровинций (см. фиг. 8) являются: IIa — циркон, апатит, корунд, эпидот; IIб — апатит, роговая обманка, кислые плагиоклазы; IVa — гранаты, хлорит, тремолит — актинолит, серпентин, шпинель, тальк; Va — апатит, гранаты, кварц, силлиманит, циркон; Vб — моноклинные пироксены, кварц, микроклин, гранаты; VIa — хлорит, моноклинные пироксены; VIб — корунд, оливин, моноклинные пироксены; VIв — моноклинные пироксены, кислые плагиоклазы.

Формирование провинций контролируют несколько ведущих факторов: 1) разнос терригенных минералов от берегов; 2) разнос вулканических минералов из областей вулканической деятельности течениями и ветром; 3) поступление эдафогенного материала.

Минеральный комплекс Западно-Австралийской провинции обусловлен размывом докембрийского кристаллического фундамента и палеозойского платформенного чехла: гнейсов, гранитов, кристаллических сланцев, известняков, песчаников и т. д. (Браун и др., 1970). Речная сеть в Австралии развита слабо, поэтому здесь повышается роль эолового выноса.

На водосборных площадях рек, впадающих в Бенгальский залив (Ганг, Брахмапутра, Годавари и др.), развиты докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, кислые и основные интрузии, деканские траппы, осадочные породы позднемелового и третичного возраста (Кришнан, 1954). Такое разнообразие пород суши отражено в минеральных комплексах центральной провинции и частично Восточно-Индоеокеанской, а также Яванского желоба. Основными терригенными минералами здесь являются роговая обманка, эпидот, моноклинные пироксены, циркон, апатит, полевые шпаты.

Вулканогенный облик и распределение характерных минералов Зондской провинции (неизмененные угловатые зерна, часто в «рубашке» из вулканического стекла) свидетельствует о поставке их течениями и ветром с вулканических очагов Зондских островов. Особенно широко разносятся вулканическое стекло и биотит, составляющие значительную часть нескольких провинций (см. табл. 2).

Формирование провинции пелагических глин обусловлено смешением минералов из разных источников. Развитые здесь глины отличаются низкими скоростями седиментации (1—3 мм в 1000 лет), что создает условия для обогащения крупноалевритовой фракции цеолитами, палагонитом, моноклинными пироксенами, железомарганцевыми микроконкрециями и костным детритом.

Картина распределения аллохтонных минеральных комплексов осложняется влиянием крупных форм рельефа дна. Так, высокие концентрации мусковита, кварца, биотита и гранатов четко приурочены к Яванскому желобу, что указывает на перенос вдоль желоба терригенного материала, поступающего с севера. Естественной границей между Восточно-Индоеокеанской и Центральной провинциями служит Восточно-Индоеокеанский хребет. Наши материалы не позволяют выделить провинцию самого хребта, хотя состав ее может быть также специфичным.

В пределах Восточно-Индоеокеанской провинции выделена подпровинция IVa, набор минералов которой (серпентин, тальк, хлорит, тремолит — актинолит и др.) указывает на местный источник. Соответствующие метаморфизованные основные и ультраосновные породы были здесь собраны при драгировании (Кашинцев, 1973). На локальных участках восточных предгорий Восточно-Индоеокеанского хребта, удаленных на огромные расстояния от наземных источников сноса, выявлены высокие концентрации дистена (до 60% тяжелой подфракции). Скопление дистена здесь также легко объяснить с учетом местных источников. Допуская это, можно ожидать выходов дистеносодержащих пород на крутых склонах Восточно-Индоеокеанского хребта и в местах сочленения его с Западно-Австралийским хребтом.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1964, т. 64.
- Безруков П. Л. Основные научные результаты 54-го рейса НИС «Витязь» в Индийском и Тихом океанах (февраль — май 1973 г.). — Океанология, 1973, т. XIII, вып. 5.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.
- Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Кашинцев Г. Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана. — Океанология, 1973, т. XIII, вып. 5.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Петелин В. П. О выборе методики минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, М., 1961, т. 50.
- Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана. В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 2. М., «Наука», 1970.
- Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Hekinian R. Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core in the Indian Ocean. Marine Geol., v. 9, No. 4, 1970.
- Neeb G. A. The composition and distribution of the samples. Scientific results of the Snellius-expedition in eastern part of the East Indian Archipelago 1929—1930, v. V, pt 3, sect. II, 1943.
- Richards A. F. Transpacific distribution of floating pumice from Isla San Benedicto, Mexico. Deep-Sea Res., v. 5, No. 1, 1958.
- Siddiquie H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal. Marine Geol., 5, 1967.
- Van Andel T. H., Veevers J. J. Morphology and Sediments of the Timor Sea. Dep. of National Devel. Bureau of Miner. Res., Geol. and Geophys., bul. 83, 1967.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
17.II.1975

УДК 551.311.231

ТИПИЗАЦИЯ, ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ СОВРЕМЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ, Б. П. ГРАДУСОВ, Н. П. ЧИЖИКОВА

Предложена классификация кор выветривания по строению и составу их профилей. Основная классификационная единица — тип кор выветривания — определяется характером водного режима, который отражает количество осадков в году и величину радиационного индекса сухости. Установлено преобладание кор выветривания с непромывным, периодически промывным и мерзлотным режимами увлажнения. В материнских осадочных породах многих областей с аридным и семиаридным климатом накоплены кварц-каолининовые и гётит-гипсбит-каолининовые минералы. Они наследуются развитыми здесь корами выветривания. Причинами широкого распространения таких кор выветривания являются эпохи общей гумидизации климата в мезозое — кайнозое и плювиальные периоды плейстоцена. В гумидных и экстрагумидных областях потенциальная способность к интенсивному выветриванию не реализуется, так как породы уже предельно изменены былыми гипергенными процессами. Новообразования минералов происходят в корях небольших территорий, где имеются свежие материнские породы.

В основу сообщения положены результаты многолетних полевых исследований кор выветривания и почв в различных климатических зонах и лабораторной обработки материалов с применением петрографических, рентгеноструктурных, термографических, ИК-спектрографических и химических методов.

Коры выветривания и почвы пустынь и полупустынь изучались в Каракумах, Кызылкумах, Западной Гоби, Восточном Памире, Усть-Урте, Бетпак-Дала и других местах; лесостепей, степей, аридных редколесий и саванн — в Северном и Центральном Казахстане, на Южном Урале, Барабинской и Кулундинской степях, на Восточно-Европейской равнине, степях северного Причерноморья, Южной Туркмении, Тянь-Шане, Закавказье, Монголии, на Кубе и в других местах; лесных бореальных ландшафтов — на Кольском полуострове и в Карелии, на Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской равнинах, в том числе в Центральной Якутии, в ряде горных систем Евразии (Саяны, Урал, Монгольский Алтай и др.); сезонно-влажных лесов субтропического и тропического поясов — на Кавказе и в Закавказье, Крыму, на Кубе; постоянно влажных лесов — в Западном Закавказье и на Кубе; тундр и лесотундр — на севере Кольского полуострова, о. Рыбачий, Урале, Таймыре, Путоране, Охотском побережье, в районе Оймякона, на Колыме, Яно-Индибирской низменности, сыртах Внутреннего Тянь-Шаня (Градусов, 1964, 1972_{1,2}, 1974, 1975; Gradusov, 1974; Черняховский, 1966, 1974_{1,2}; Черняховский и др., 1975, и др.).

В работе использованы также материалы выполненных нами петрографо-минералогических исследований коллекций каменного мате-

риала, переданного В. А. Ковдой (Южная Америка, Центральная Африка), В. В. Добровольским (Восточная Африка), В. М. Фридландом (Западный Пакистан), Ин. П. Герасимовым (Индостан), И. А. Соколовым (Камчатка, Путоран), Ю. А. Лаврушиным (Шпицберген, Гренландия, Чукотка, Канада), А. Р. Гептнером (Исландия), Н. И. Базилевич (Сирия, Алжир, Раджпутана), И. С. Чумаковым (Северо-Восточная Африка), Б. Г. Розановым (Бирма), А. И. Троицким (Вьетнам), Н. Г. Минашиной (долина Нила, Ливия) и др.

Перечисленные материалы, а также литературные данные (Келлер, 1963; Фридланд, 1964; Добровольский, 1966; Милло, 1968; Михайлов, 1969; Денисов, 1971; Таргульян, 1971; Герасимов, 1972; Глазовская, 1972, 1973; Соколов, 1973; Ковда, 1973; Лисицына, 1973; Акаемов и др., 1975; Prescott, Pendelton, 1952; Radoslovich, 1958; Jackson, 1965; Pedro, 1968; Pedro et al., 1969, и мн. др.) позволили составить представление о корях выветривания всех природных поясов и многих зон земного шара.

Корой выветривания авторы, вслед за Е. В. Шанцером (1966), называют ту часть поверхностного покрова суши, в которой основным компонентом системы являются топографически не смещенные продукты (элювий) гипергенного изменения вещества материнских горных пород.

Профили кор выветривания в общем случае состоят из двух зон: сапролитовой и почвенной (Шанцер, 1966; Герасимов, 1972). Сапролитовой зоной считали глыбово-щебенчатые, дресвяно-щебенчато-глинистые и глинистые образования, которые не испытывают непосредственного влияния почвенных процессов. Критерием для разделения сапролитовой и почвенной зон в том случае, когда они не совмещены, является наличие границы, ниже которой непосредственное влияние гумусовых почвенных соединений быстро затухает. Гумусовые вещества вызывают характерные формы миграции компонентов почвенной массы и отдельных элементов, в частности железа, изменяющих окраску, текстуру, структуру и иногда минеральный состав, что позволяет фиксировать границу между сапролитовой и почвенной зонами.

Для почвенной зоны типичны интенсивные профильные перераспределения вещества с образованием колломорфных (плазменных) выделений, горизонтов осветления, цементации и т. п. Последние обуславливают частичную или полную утрату структуры и текстуры материнской породы в почвенной зоне коры выветривания, тогда как сапролитовая зона их сохраняет.

Возможны следующие соотношения зон: сапролитовая зона совпадает с почвенной (при развитии на консолидированных породах почвенно-элювиальный профиль сохраняет структуру породы, но при этом обособляются генетические горизонты почвы); почвенная зона составляет часть профиля коры выветривания, ниже ее следует сапролитовая зона; профиль состоит только из сапролитовой зоны и, наконец, при выветривании рыхлых осадочных отложений профиль может состоять из одной почвенной зоны. Каждая или одна из перечисленных зон состоит из одного или двух-трех горизонтов, различающихся некоторыми частными признаками (механический и минеральный составы, степень гумусированности, обеление, обеднение тонкими гранулометрическими фракциями и т. п.).

В задачу настоящего сообщения входят типизация и анализ закономерностей размещения современных кор выветривания.

Под современными условимся понимать коры выветривания, формирование которых происходит и происходило непрерывно в климатических условиях, аналогичных или близких тем, в которых они теперь находятся. Поэтому реальное время существования современных кор выветривания районов с разной историей развития различно. Напри-

мер, в Фенноскандии возраст кор выветривания насчитывает не более 5—6 тыс. л., тогда как коры выветривания некоторых районов экваториального и субтропического поясов (Меланезия, Центральная Африка и др.) развивались по крайней мере начиная с третичного времени. Из принятого понимания следует, что коры выветривания древнего или четвертичного возраста, сформированные в условиях климата, отличного от современного, оказавшиеся близ дневной поверхности, должны уже рассматриваться как материнские породы современных кор выветривания. С подобными случаями мы встречаемся на всех континентах как в умеренном, так и в субтропически-субэкваториальном поясах, в частности в Азии (Казахстан, Монголия и др.), в Центральной Австралии, в Африке, в Южной Америке и т. п.

Различный абсолютный возраст современных кор выветривания разных областей суши — характерная особенность географической среды голоцена. Изучение кор выветривания на датированных объектах (Черняховский, 1966; Матвеева, Черняховский, 1974), существующие представления о соотношении скорости выветривания и денудации склонов, а также литературные данные (Роде, 1947; Матвеев, Сергеев, 1970; Лисицына, 1973) свидетельствуют, что начальные этапы развития всех типов элювиального процесса происходят с достаточно большой скоростью. Основные признаки коры выветривания того или иного типа — мощность, строение профиля и ассоциации вторичных минералов — приобретаются за ничтожно малые отрезки геологического времени, в течение первых тысячелетий. Развитие почвенной зоны и становление основных генетических признаков ее профиля происходит с еще большей скоростью, в течение первых столетий. В дальнейшем скорость элювиального процесса существенно снижается и, вероятно, становится соизмеримой со скоростью развития рельефа и эволюции климата. Можно полагать, что, за исключением особых случаев, относительный возраст современных кор выветривания разных областей суши одинаков, что и позволяет проводить их типизацию. Вопросы, связанные с эволюцией профиля коры выветривания во времени, требуют самостоятельного исследования. Частично они рассмотрены в предыдущей работе авторов (Черняховский и др., 1975).

Исследование включало детальное изучение наиболее широко распространенных типов, подтипов и групп кор выветривания в ряде рай-

Т а б л и ц а 1

Типы и подтипы выветривания по режиму увлажнения

Тип (водный режим)	Индекс сухости *	Подтип (режим увлажнения)	Примерное количество осадков в год, мм	Характер ландшафта
А — непромывной	3,5—2,5 2,0—1,0	а — Аридный	100—400	Пустыни и полупустыни Степи, лесостепи, типичные саванны
		б — Семиаридный	150—900	
Б — ослабленный, периодически промывной	1,0—0,6	а — Гумидно-бореальный	500—800	Леса умеренного пояса Сезонно-влажные леса субтропического — субэкваториального поясов
		б — Семигумидный	500—1800	
В — промывной		а — Гумидный б — Экстрагумидный	1400—4000 Больше 4000	Постоянно влажные леса субтропического — экваториального поясов
Г — мерзлотный	0,5	Гумидный	100—500	Тундры, лесотундры

* По М. И. Будыко (1950).

1	2	3	4	5
Кислые и средние интрузивные, кристаллические сланцы (дитриктаэдрические слюды, хлориты, кварц, амфиболы, полевые шпаты)	Палеотипные эффузивные, зелено-каменно-измененные и другие постмагматически измененные магматические (триоктаэдрические хлориты—сметиты, гидрослюда и др.)	Кластогенные и элювиальные консолидированные и неконсолидированные (в цементе и основной массе кварц, полевые шпаты, гидрослюда, хлориты и сметит)	Кластогенные и элювиальные консолидированные и неконсолидированные (в цементе и основной массе кварц, каолинит, минералы гидроксидов железа, алюминия и марганца)	Известково-мергелистые породы (кварц, гидрослюда, хлориты, сметит)

онов и экстраполяцию полученных данных на территории с аналогичными или близкими условиями формирования.

Типы кор выветривания составляют наиболее крупные их общности. Главное значение для формирования кор выветривания того или иного типа имеют такие показатели, которые определяются характером водного режима: количеством осадков в году, испаряемостью и транспирацией, а также наличием или отсутствием длительно-мерзлого слоя. Выделение подтипов кор выветривания учитывает различия интенсивности элювиального процесса, обусловленные количеством фильтрующей влаги, что определяется главным образом среднегодовой суммой атмосферных осадков. Одним из факторов формирования разных подтипов служат особенности природных растительных сообществ.

В соответствии с этим и существующими представлениями (Будыко, 1950; Роде, 1956; Иванов, 1958; Алисов и др., 1952) выделялись типы и подтипы выветривания по характеру соответственно водного режима и режима увлажнения (табл. 1).

Литогенетическими группами кор выветривания являются элювиальные образования какого-либо типа (подтипа), развивающиеся на различных материнских породах. Последние определяют частные особенности строения и состава профилей кор выветривания.

Материнскими породами кор выветривания считали породы, не имеющие видимых признаков современных гипергенных преобразований. Для определения нижней границы коры выветривания принимались во внимание изменения физических свойств, цвета, текстурных признаков и минерального состава, а также возможные глубины проявления факторов выветривания. Для кор выветривания с непромытым водным режимом такими факторами считались глубины и границы, а также градиенты суточных — годовых температурных амплитуд и глубина промачивания. Для кор выветривания с промывным режимом учитывалась мощность приповерхностной трещиноватой зоны разгрузки внутренних напряжений горных пород и глубина возможного проникновения атмосферных вод. Наконец, для кор выветривания с мерзлотным типом увлажнения принималась во внимание мощность зоны ежегодного оттаивания — промерзания и глубина годовых колебаний температуры.

В табл. 2 дано такое представление о материнских породах, которое в наибольшей степени объясняет специфику строения и состава групп кор выветривания. На высшем таксономическом уровне горные породы подразделяются на породы, содержащие слоистые силикаты как пороодообразующий компонент, и породы без существенного участия соответствующих минералов, что отражает различную устойчивость их в зоне гипергенеза, а также, в соответствии со структурными особенностями пороодообразующих минералов, скорость и механизм образования вторичных продуктов, в том числе глинистых минералов.

составу породообразующей составляющей

Породы без слоистых алюмосиликатов как породообразующей составляющей				
6	7	8	9	10
Известково-мергелистые породы (кварц, каолинит, палыгорскит, смектит)	Средние и основные интрузивные, кайно-типные эффузивные породы (полевые шпаты, пироксены, амфиболы, кварц, стекла)	Вулканические туфы и пеплы (стекла, полевые шпаты, пироксены, амфиболы)	Ультраосновные породы (оливин, пироксены, серпентины)	Карбонатные породы—известняки, доломиты, известняково-доломитовые породы (кальцит; доломит, магнезит)

Как свидетельствуют литературные данные (Fieldes, Swindale, 1954; Pedro et al., 1969), а также результаты наблюдений авторов (Граду-сов, 1964; Черняховский, 1974₂), такое разделение материнских пород является наиболее целесообразным для понимания особенностей формирования строения и состава профилей кор выветривания. Эти различия наиболее четко проявляются в случае образования коры выветривания в результате воздействия химических процессов.

В зависимости от материнской породы в каждом подтипе (типе) может быть выделено 10 литогенетических групп кор выветривания в соответствии с семействами пород, приведенными в табл. 2. Однако из-за отсутствия сведений и недостатка места в статье ниже (см. табл. 3) мы выделили различные в каждом подтипе количества литогенетических групп. Всего получено 29 групп. В настоящей работе литогенетическими группами кор выветривания являются коры, развитые на материнских породах, имеющих некоторые (разные в каждом подтипе) сходные черты. Выбраны черты, которые в наибольшей мере определяют облик кор выветривания того или иного типа (подтипа).

Признаками, определяющими принадлежность кор выветривания к тому или иному типу, являлись: строение профиля по зонам и горизонтам зон, мощность, характер изменения физического состояния материнской породы и гипергенного минералообразования, минеральный состав измененной выветриванием толщи.

Первые три из этих признаков прямо обусловлены особенностями основного процесса выветривания.

Различаются следующие основные процессы выветривания.

1. Температурное выветривание. Подразумевается дезинтеграция горных пород вследствие возникновения объемно-градиентных механических напряжений и напряжений, обусловленных анизотропией тепловых свойств минералов. Процесс характерен для кор выветривания аридных ландшафтов с непромывным водным режимом.

2. Физико-химическое, или гидратационное, выветривание. Дезинтеграция обусловлена механическими напряжениями вследствие расклинивающего действия адсорбированных по стенкам микротрещин водных пленок. Этот механизм характерен для семиаридных и гумидно-бореальных ландшафтов с непромывным или ослабленным периодически промывным режимом увлажнения и усиливается с нарастанием континентальности климата.

3. Химическое выветривание обусловлено в конечном счете комплексом конгруэнтных и инконгруэнтных процессов растворения и синтезом вторичных минералов, которые при интенсивном промывном режиме могут стать породообразующими в той или иной зоне (горизонте). Под воздействием химического выветривания формируются элювиальные образования с промывным и особенно интенсивно промывным режимом увлажнения.

Таблица 3

Типы, подтипы и группы современных кор выветривания

Типы и подтипы по режиму увлажнения		Группы по характеру материнской породы	Строение профиля коры выветривания	Возможная мощность, м	Элементарные процессы минералообразования и минеральный состав коры выветривания			
					растворение	трансформационные процессы и продукты	синтетические процессы и продукты	унаследованные минералы и окраска профиля
С непромываемым режимом увлажнения	Аридных ландшафтов	На породах разного состава (семейства 1, 2, 7, 9 и 10)* На слабоконсолидированных породах разного состава (семейства 3—6,8)	Однозональный древесный или пылевато-щебенчатый Однозональный, наследует механический состав материнской породы; обособление горизонтов обусловлено профильным перераспределением материала	<1	Частичное легкорастворимых солей, гипса и карбонатов; перераспределение по профилю	Слабая гидратация слюды и хлоритов, частичная дегидратация гипса с образованием бассонита	Отсутствуют, иногда образуются, легкорастворимые соли, гипс, кальцит	Абсолютно преобладают в элювии и определяют его окраску
	Семинаридных ландшафтов	На кислых и средних интрузивных породах, кристаллических сланцах (семейство 1) На массивных магматических и карбонатных породах разного состава (семейства 2, 7, 9, 10) На слабоконсолидированных породах разного состава (семейства 3—6, 8)	Одно- или двузональный древесный с почвенной и сапролитовой зонами Однозональный древесный или пылевато-щебенчатый Однозональный	1—3		Слабая гидратация слоистых силикатов с образованием слюда-смектитов (вермикулитов) и хлорит-смектитов (вермикулитов)	Легкорастворимые соли, гипс, кальцит (люблинит); в небольших количествах смектит (?), аллофаноподобные минералы, аморфные соединения железа, алюминия и кремния	
		На магматических и метаморфических породах со слоистыми силикатами и ультраосновных породах (семейства 1, 2, 9)	Однозональный или двузональный древесный или древесно-глинистый			Полное или почти полное гипса и карбонатов; слабое полевых шпатов и стекол; в верхних горизонтах признаки растворения пироксенов и амфиболов	Относительно слабые дегградационные трансформации слоистых силикатов с образованием слюда-смектитов (вермикулитов) и хлорит-смектитов (вермикулитов), смектитов	

С ослабленным периодическим промывным режимом увлажнения

Гумидно-бореальных ландшафтов	На кластогенных, элювиальных и известково-мергелистых породах (семейства 3—6) На средних и основных магматических породах и их туфах (семейства 7, 8)	Однозональный с осветленным верхним горизонтом почвы Однозональный, дресвяный или щебенчатый	Доля — несколько		Гидратация серпентинов (?)	Довольно много аморфных соединений железа, алюминия и кремния, аллофан, изредка встречаются галлуазит и метагаллуазит Вторичные карбонаты	Кальцит; на известково-доломитовых породах доломитовая сыпучка
Семигумидных ландшафтов	На магматических и метаморфических породах со слонистыми силикатами и ультраосновных породах (семейства 1, 2, 9) На кластогенных, элювиальных и известково-мергелистых породах (семейства 3—6) На средних и основных магматических породах и их туфах (семейства 7, 8)	Как правило, двузональный с дресвяно-глинистой почвенной и дресвяной сапролитовой зонами; на глинистых породах однозональный, наследует состав материнской породы; почвенная зона иногда имеет осветленный горизонт и горизонт вымывания	Несколько — >10	Полное или частичное карбонатов, частичное или полное стекол, сильное полевых шпатов (особенно основных и средних плагиоклазов), в верхних горизонтах заметное амфиболов, пироксенов	Сильные деградиционные трансформации с образованием слюда-сметитов (вермикулитов), хлорит-сметитов (вермикулитов), сметитов, гидратация серпентина (?)	Незначительные количества аморфных соединений железа, алюминия и кремния; минералы групп гидроксидов железа и марганца, диоктаэдрические сметиты; в нижних горизонтах иногда кальцит (люблинит) Аморфные соединения железа, алюминия и кремния, аллофан, галлуазит, метагаллуазит	Преобладают в элювии; для всех литогенетических групп этого подтипа окраска в основном унаследована от материнской породы; с увеличением содержания первичных феррических минералов и основных стекол элювий приобретает желтоватые и буроватые, иногда красные окраски Сохраняется основная часть пироксенов и амфиболов, большая часть полевых шпатов и кварца Доломит
	На карбонатных породах (семейство 10)	Карст		Сравнительно слабое		Вторичный кальцит	
	На кислых и средних интрузивных породах и кристаллических сланцах со слонистыми силикатами (семейство 1) На кластогенных, элювиальных и известково-мергелистых породах (семейства 3, 5, 6)	Двузональный, глинистый или дресвяно-глинистый, на глинистых породах часто однозональный с почвенной зоной, построенный по типу тропического подзола с горизонтом железистого латерита в подчиненных ландшафтах		В верхних горизонтах профиля полное карбонатов, стекол, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, полное или частичное триоктаэдрических слюд и хлоритов, сметитов, минералов группы серпентинов, частичное слюддиоктаэдрического ряда; в средних и нижних горизонтах частичное стекло, полевых шпатов, пироксенов, амфиболов	В средних и нижних горизонтах деградиционные трансформации триоктаэдрических слюд, хлоритов и сметитов с образованием сметитов и вермикулитов	В верхних горизонтах каолинит-сметиты, несовершенный каолинит, окислы и гидроксиды железа, марганца и кремния, аллофаны и другие аморфные соединения	

Таблица 3 (продолжение)

Типы и подтипы по режиму увлажнения		Группы по характеру материнской породы	Строение профиля коры выветривания	Возможная мощность, м	Элементарные процессы минералообразования и минеральный состав коры выветривания			
					растворение	трансформационные процессы и продукты	синтетические процессы и продукты	унаследованные минералы и окраска профиля
С промывным режимом увлажнения	Гумидных ландшафтов	На палеотипных эффузивах и других породах (семейство 2) На магматических породах и их туфах, не содержащих слоистые силикаты (семейства 7, 8) На ультраосновных породах (семейство 9) На карбонатных породах (семейство 10) На кластогенных и элювиальных породах с кварцем, каолинитом (семейство 4)	Двузональный глинистый или дресвяно-глинистый с красноцветной почвенной зоной, пятнисто-осветленной в верхних горизонтах Однозональный или двузональный окристый, в верхних горизонтах пятнисто-осветленный Карстовые формы и малоомощные сыпучки, по стенкам остаточные охры, в присутствии слоистых силикатов (смектитов и хлоритов) структурные охры Карст Однозональный с почвенной зоной, построенной по типу тропического подзола, или с обелением в верхних горизонтах	Несколько — десятки		Не характерны	Минералы групп окислов железа, алюминия, марганца, в частности, гиббсит и бемит, гетит, гематит, кварцин, галлуазит, аллофаны и другие аморфные соединения Аморфные соединения и слабо окристаллизованные минералы из группы окислов железа, реже алюминия и кремния, магнетит; возможно, железные смектиты Вторичные карбонаты В небольших количествах вторичные окислы и гидроокислы железа, алюминия и кремния	За исключением кварца не характерны для верхних горизонтов, в нижних горизонтах пироксены, амфиболы; вследствие растворения породообразующих минералов, содержащих железо, в том числе слоистых силикатов в верхних горизонтах красные и пестрые окраски; иногда вторичное обеление Преобладают унаследованные минералы, окраска заимствована от материнской породы; в верхних горизонтах сильное вторичное обеление

	Экстра-гумидных ландшафтов	На кислых и средних интрузивных породах и кристаллических сланцах (семейство 1) На кластогенных, элювиальных и известково-мергелистых породах (семейства 3, 5, 6)	Двузональный глинистый и дресвяно-глинистый с почвенной зоной, построенной по типу мощного тропического подзола в автоморфных и горизонтами железисто-алюминевых латеритов в подчиненных ландшафтах	»	В верхних и средних горизонтах полное или частичное всех породообразующих минералов за исключением кварца; в нижних горизонтах полное или частичное полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.	Очевидно, в средних и нижних горизонтах деградационные трансформации триктаэдрических слюд, хлоритов и смектитов с образованием смектитов и вермикулитов	В верхних и частично средних горизонтах аморфные соединения железа, алюминия и кремния, аллофаны, минералы группы окислов железа, марганца (гетит, гибосит, бемит) и др., галлуазит, несовершенный каолинит, кварцит, опал и т. п., интенсивное профильное и латеральное перераспределение окислов железа и алюминия с образованием промышленных элювиальных и осадочных месторождений	За исключением кварца не характерны для верхних и средних горизонтов, в нижних горизонтах частично фемические минералы; окраска вследствие разрушения всех породообразующих фемических минералов в верхних горизонтах красная и пестрая; характерно вторичное обеление в автоморфных ландшафтах
		На палеотипных эффузивных и других породах (семейство 2) На магматических породах и их туфах (семейства 7, 8) На ультраосновных породах (семейство 9) На карбонатных породах (семейство 10) На кластогенных и элювиальных породах с кварцем, каолинитом и другими минералами (семейство 4)	Двузональный охристый или охристо-глинистый, в верхних горизонтах осветленный Карстовые формы и маломощные сыпучки; в присутствии слоистых силикатов структурные охры Карст Однозональный с почвенной зоной, построенной по типу тропического подзола или обелением верхних горизонтов		Частичное кварца, профильное и латеральное перераспределение минералов окислов железа и алюминия	Не характерны	В небольших количествах вторичные окислы — гидроокислы железа, алюминия, кремния; в подчиненных ландшафтах возможны процессы ресификации бокситов	Преобладают unaследованные минералы; в верхних горизонтах вторичное обеление
С мерзлотным режимом увлажнения	Гумидный	На породах разного состава (семейства 1, 2, 7, 9, 10) На слабоконсолидированных породах разного состава (семейства 3—6, 8)	Однозональный, щебенчато-глыбовый Однозональный с интенсивными криогенно-мерзлотными деформациями	Доли — несколько	Незначительное легкорастворимых солей и карбонатов, очень слабое стекло	Небольшие количества слюда-вермикулитов (смектитов), хлорит-вермикулитов (смектитов)	Небольшое количество аморфных соединений железа, марганца и алюминия (?)	Абсолютно преобладают в элювии и определяют его окраску

4. Морозное выветривание предполагает разрушение горных пород в результате расклинивающего действия замерзающей воды. Оно характерно для кор выветривания с мерзлотным типом увлажнения.

Общая характеристика основных физических и физико-химических процессов выветривания дана в предыдущей работе (Черняховский, 1968). Вопросы, связанные с теорией химического выветривания, рассматриваются в работах У. Д. Келлера (1963), Ж. Милло (1968), Ж. Педро (1971), Л. А. Матвеевой (1974) и многих других и требуют дальнейшей разработки.

Кора выветривания, формирующаяся под воздействием температурного выветривания как основного процесса на консолидированных породах, состоит из сапролитовой зоны. Характер элювия зависит от текстурно-структурных особенностей материнского субстрата. В составе кор на породах семейства 1 и частично 7 преобладает грубая дресва, а на породах семейств 2,7—10 — щебень с примесью песчано-пылеватого материала (табл. 2, 3). В этом случае наблюдается перераспределение мелкозернистого материала вследствие суффозии. Примером может служить профиль элювия на хлорит-слюдисто-кремнистых сланцах, кварцитах, мраморах и гранитах в предгорьях Султануиздага в западных Кызылкумах, где выпадает 60—80 мм осадков в год (Черняховский, 1966) (снизу вверх):

Мощность, м

Сланцы, кварциты, мраморы, разбитые трещинами разгрузки внутренних напряжений. Обнажаются на глубине 0,5—0,7 м

Щебенка пород размером 1—5 см с присыпкой суглинистого материала. Состав мелкозема такой же, какой присущ материнскому субстрату. Вниз по разрезу количество мелкозема уменьшается. В расположении щебня сохраняются структурно-текстурные признаки породы

0,5—0,6

Щебень, бронирующий поверхность. Тектурно-структурные признаки породы утрачены

0,05

Выветривание гранитов приводит к образованию дресвы грубопесчаного размера, в которой полностью сохраняются структурно-текстурные признаки и минеральный состав породы. Мощность до 1 м. Почвенная зона, если она имеется, представлена зачаточными формами. На слабоконсолидированных породах (семейства 3—6) кора выветривания представлена одной почвенной зоной, в которой в основном наследуется минеральный и механический составы материнской породы.

Гидратационное выветривание в большинстве случаев является основным процессом формирования нижних и средних горизонтов кор выветривания первых двух типов (табл. 1, 3). В верхних горизонтах кор выветривания, а также в корах выветривания с промывным режимом увлажнения оно дополняется химическим выветриванием. Сочетание гидратационного и химического выветриваний приводит к образованию двузональных профилей с сапролитовой дресвяной и почвенной дресвяно-глинистой зонами. Наиболее отчетливо процесс проявляется при выветривании крупно-среднезернистых пород семейства 1 и частично 2. Дезинтеграция в пределах сапролитовой зоны под воздействием гидратационного выветривания таких пород, как биотитовые и двуслюдяные граниты, слюдистые гнейсы и хлорит-слюдистые сланцы, нередко приводит к формированию элювия, состоящего в основном из тонкопесчаных и алевритовых частиц без заметного изменения минерального и химического составов материнской породы.

Примером может служить профиль коры выветривания гранитов Памбакского хребта в Армении, который развивается под буково-дубовым лесом при 600 мм осадков в год (снизу вверх):

Серые граниты. Состоят из кварца, частично серицитизированного олигоклаза, калиевых полевых шпатов, биотита, хлорита и роговой обманки. Глубже 10—20 м

Дезинтегрированные граниты. При легком ударе рассыпаются в дресву песчано-алевритовой размерности, в которой сохраняются структура и минеральный состав породы. Наблюдаются слабые изменения биотита в сторону вермикулита и смектита. Содержание фракции ила около 1%

10—15

Граниты буроватые, сильно дезинтегрированные, с многочисленными затеками глинистого вещества. В верхних горизонтах зоны при сохранении структурных признаков породы частично утрачивается микроструктура. Регистрируются следы химического изменения всех породообразующих минералов, кроме кварца

2—3

Химическое выветривание в зависимости от интенсивности самого процесса приводит к формированию однозональных или двузональных профилей из охр глинистого или глинисто-дресвяно-глинистого состава. В условиях гумидных и экстрагумидных ландшафтов можно различать четыре группы кор выветривания.

Коры выветривания 1-й группы развиты на породах семейств 9, 10 и частично 5 и 6. Вследствие полного или почти полного растворения породообразующего компонента материнского субстрата образуются отрицательные формы коры выветривания: карст с накоплением остаточной фазы в виде нерастворимого остатка и при выветривании серпентинитов — аморфных гидроокислов железа. Примеры карстования серпентинитов можно видеть в ландшафтах постоянно влажных горных тропических лесов Восточной Кубы. Здесь широко распространены карры, колодцы, воронки, поля и т. п. Нерастворимый остаток состоит из гетитовых охр (Корин и др., 1967).

Коры выветривания 2-й группы образуются на породах семейств 7 и 8, имеют сокращенный профиль без отчетливого деления на генетические горизонты. Переход породы в элювий гиббсит-гетитового состава осуществляется без промежуточного глинистого горизонта. Многочисленные примеры кор выветривания этой группы описаны различными исследователями, в том числе на Гавайских островах (Бейтс, 1964), в Западной Африке (Лажуани, Бонифа, 1964), в Приморской Аджарии (Черняховский, 1974₂), на Кубе и других местах.

3-я группа коры выветривания формируется на породах семейств 1, 2 и частично 3, 5. Профиль кор выветривания растянут. Он дресвяно-глинистый и глинистый в сапролитовой зоне, четко дифференцирован на генетические горизонты (красноцветные, пестроцветные или обеленные) в почвенной зоне. Это наиболее широко распространенная группа кор выветривания данного типа. Примером может служить профиль на диабазовых порфиритах правого берега р. Чаква в Аджарии (Разумова, 1967; Лисицына, 1973; Черняховский и др., 1975) (снизу вверх):

Мощность, м

Темно-зеленые плотные диабазовые порфириды. Подавляющая часть темноцветных минералов и полевых шпатов постмагматическими гидротермальными процессами замещена хлоритом и (или) хлорит-смектитом с цеолитом и карбонатом. Вскрыты в русле реки.

Темно-зеленые дезинтегрированные диабазовые порфириды. В дресвяно-глинистой массе полностью сохраняются текстурно-структурные признаки породы. Минеральные изменения незначительны: выщелачивается кальцит, слабые деградации хлоритов.

0,03—0,06

Буровато-палевый глинистый элювий. При полной сохранности текстурно-структурных признаков породы существенно изменяется минеральный состав: разрушаются пироксены, на их месте остаются поры, выполненные гетитом, растворяются полевые шпаты и цеолиты, глинистые минералы замещаются триоктаэдрическим смектитом.

8—10

Красный глинистый элювий, в верхних горизонтах почвенной зоны осветленный. В нижних и средних горизонтах сохраняются текстурные и структурные признаки породы. В верхних горизонтах они полностью или частично утрачиваются. Характерны вторичные структуры, образованные затеками глинистого вещества, гидроокислов железа и марганца. Смектиты замещаются смешанослойными каолинит-смектитами. Последние являются породообразующими компонентами элювия.

2,5—3

Коры выветривания 4-й группы развиваются на породах семейства 4 и частично 6. В профиле наследуется без существенного изменения минеральный состав материнского субстрата. Здесь полностью растворяются все неустойчивые минералы (карбонаты, магнезиальные силикаты, аморфные соединения), происходит профильное и латеральное перераспределение минеральных форм соединений железа и алюминия с образованием осветленных горизонтов, а также коррозия и частичное растворение кварца. Подобные образования, сложенные нередко хорошо окристаллизованным каолинитом, известны по примерам длительно развивающихся кор выветривания на метаморфических сланцах о. Пинос и выветрелых песчано-глинистых отложениях с каолинитовым цементом в провинции Пинар-дель-Рио на Кубе и в других местах. Они могут быть рассмотрены в некоторых случаях и как продукт эволюции элювиальных профилей 3-й группы.

Физические свойства воды, в частности резкое понижение температуры замерзания (до -70°C) в тонких трещинах горных пород, а также специфика миграции влаги при возникновении температурного градиента и центров кристаллизации льда способствуют формированию под воздействием морозного выветривания, как основного процесса на консолидированных породах, однозонального щебенчато-глыбистого элювия. Продуцирование мелкоземистого материала в этих условиях подавлено. Элювиальные глыбы, как показывают исследования в высокогорных тундрах на сыртах Терской-Алатау, в Хибинах и привершинной зоне Арагаца в Армении, испытывают вертикальные и горизонтальные мерзлотные миграции, иногда с образованием колец, многоугольников и полос, в целом сохраняют текстурный рисунок массива материнской породы.

В соответствии с типом водного режима основным процессом выветривания и характером материнских пород составлена таблица 3 типов, подтипов и групп современных кор выветривания. Она является одновременно вспомогательным материалом, поясняющим и дополняющим легенду к карте-схеме размещения кор выветривания (фигура).

Как следует из вышеизложенного, а также из материалов, помещенных в табл. 3 и на фигуре, в понятие «тип коры выветривания» включены генетическая характеристика образования и сумма наиболее существенных признаков, свойственная всему разнообразию литогенетических групп данного типа, которые отличают их от аналогичных литогенетических групп других типов и позволяют локализовать коры данного типа в определенных границах.

Поскольку в понятие о типах кор выветривания вкладывается зависимость от такого климатического показателя, как степень увлажнения суши, локализация кор выветривания не соответствует климатиче-

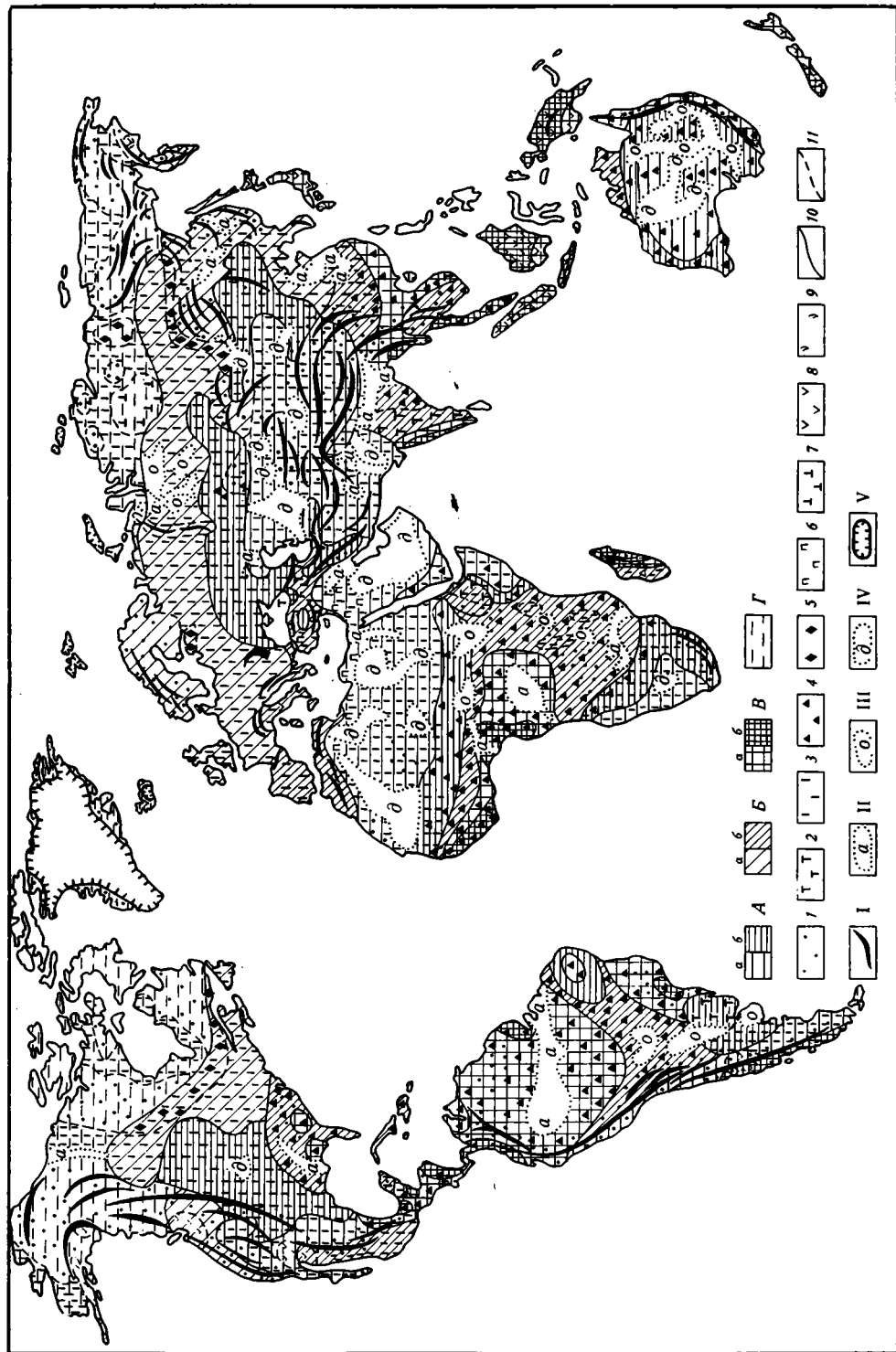
ским поясам и зонам, учитывающим прежде всего термические климатические показатели (Физико-географический атлас мира, 1964, лист 20). В локализации подтипов кор выветривания соответствие с поясами и зонами выражено отчетливее. Учет зависимости свойств кор выветривания от характера материнских субстратов позволяет отразить особенности литогенетических процессов и, стало быть, эволюцию территорий. Подобно почвам коры выветривания являются в соответствии с учением В. В. Докучаева (1951) о зонах природы и зональности в минеральном царстве зеркалом ландшафтов, что и дает возможность использовать сведения о корах выветривания наряду с другими литогенетическими показателями в палеогеографических реконструкциях.

Признаки кор выветривания выделенных типов указаны в табл. 3. Ниже поэтому при описании типов кор выветривания мы отметим только такие признаки, комплекс которых отличает кору выветривания данного типа от других типов кор выветривания.

Типовым признаком кор выветривания с непромывным режимом увлажнения, согласно табл. 3, является слабодифференцированный профиль, в составе которого преобладают продукты механического разрушения материнской породы пылевато-щебенчатой размерности. Вследствие этого в элювии сохраняются основные минеральные ассоциации и цвет, присущие материнскому субстрату. Типична хорошая сохранность, а иногда и накопление вследствие различных причин легко растворимых солей, гипса и карбонатов.

Сочетание двух основных процессов, формирующих коры выветривания (гидратационного и химического), с ослабленным периодически промывным режимом увлажнения обуславливает развитие профилей, строение, мощность и окраска которых в различных литогенетических группах изменяются в широких пределах (табл. 3). В соответствии с характером одного из основных процессов — гидратационного — типично увеличение мощности коры выветривания и степени механической дезинтеграции элювия консолидированных пород, содержащих слоистые силикаты. Деградиационные трансформации последних приводят к новообразованию смешанослойных минералов слюда-сметитов (вермикулитов), хлорит-сметитов (вермикулитов) и сметитов. Последние являются устойчивой фазой и накапливаются в элювии. Химические процессы разрушения карбонатов, вулканических стекол, полевых шпатов и темноцветных минералов (амфиболы, пироксены) сопровождаются их частичным растворением. В верхних горизонтах профиля типичны новообразования аморфных соединений железо-алюмо-кремниевой состава, реже аллофан-галлуазита и минералов групп гидроксидов железа и марганца. Таким образом, типизация кор выветривания с ослабленным периодически промывным режимом увлажнения осуществляется по сочетанию двух признаков: тонкого механического состава (песчано-алеврито-глинистой размерности) и сравнительно слабого изменения минеральной основы материнской породы в верхних горизонтах профиля. Эти изменения во всех литогенетических группах кор выветривания пород алюмосиликатного состава не приводят к разделению кремния и алюминия, а в случае выветривания железосодержащих слоистых силикатов — кремния, алюминия и железа.

Тип кор выветривания с промывным режимом увлажнения, несмотря на отмеченные значительные вариации в мощности, строении и составе элювия отдельных литогенетических групп, достаточно четко выделяется по коренным изменениям минеральной основы материнского субстрата. Только здесь осуществляется мобилизация и разделение путей миграции кремния, алюминия и железа. Вследствие этого в элювии всех литогенетических групп возникают красные и пестрые окраски или горизонты вторичного осветления. В элювии образуются и накапливаются аморфные соединения, каолиновые продукты, особенно као-



Карта-схема размещения кор выветривания

Коры выветривания: *А* — с непромывным режимом увлажнения ландшафтов (*а* — аридных, *б* — семиаридных); *Б* — с ослабленным периодически промывным режимом увлажнения ландшафтов (*а* — гумидно-бореальных, *б* — семигумидных); *В* — с промывным режимом увлажнения ландшафтов (*а* — гумидных, *б* — экстрагумидных); *Г* — с мерзлотным режимом увлажнения; *1* — на кислых и средних интрузивных породах, гнейсах, кристаллических сланцах; *2* — на палеотипных эффузивных зеленокаменно-измененных и других постмагматически измененных магматических породах; *3* — на кластогенных и элювиальных породах с гидрослюдами, хлоритами и смектитами в цементе и основной массе; *4* — на кластогенных и элювиальных породах с каолинитом и минералами гидроокислов железа, алюминия и марганца (латеритом); *5* — на известково-мергелистых породах с гидрослюдами, хлоритом и смектитом; *6* — на известково-мергелистых породах со смектитом, палыгорскитом и каолинитом; *7* — на средних и основных интрузивных и кайнотипных эффузивных породах; *8* — на вулканических туфах и пеплах; *9* — на ультраосновных породах; границы: *10* — между типами кор выветривания, *11* — между литогенными группами кор выветривания. Области: *I* — интенсивной эрозии, *II* — накопления аллювия, *III* — накопления озерно-болотных осадков, *IV* — развития эоловой дефляции — аккумуляции, *V* — современных оледенений

линит-смектиты, и минералы группы окислов — гидроокислов железа и алюминия. Возникновение и накопление каолинит-смектитовых смешанослойных минералов — один из главных признаков, по которым устанавливаются границы областей распространения кор выветривания описываемого типа (Черняховский и др., 1975).

Типизация кор выветривания с мерзлотным режимом увлажнения осуществляется по крупноглыбовым отдельностям почвенно-элювиального профиля и главным образом по характерным формам мерзлотных деформаций.

При рассмотрении фигуры обращает внимание то обстоятельство, что среди современных кор выветривания широко распространены типы с непромывным, ослабленным периодически промывным и мерзлотным режимом увлажнения. Напротив, коры выветривания с промывным режимом и особенно экстрагумидного подтипа занимают подчиненное положение. По этой причине коры выветривания, в которых потенциально возможно образование минералов группы каолинита, а также окислов — гидроокислов железа и алюминия, распространены на сравнительно небольших территориях. Однако и здесь формирование минералов упомянутых групп нередко затруднено или невозможно из-за того, что материнскими породами являются предельно измененные в предшествующие циклы выветривания олигомиктовые кварц-каолиновые или гиббсит-гетит-каолиновые элювиальные, а также осадочные породы. Лишь на небольших участках в горных и тектонически активных территориях в корях выветривания, развитых на свежих материнских субстратах в Юго-Восточной Азии, Западной Африке, на Мадагаскаре, Западной Индии, Гавайях, а также на островах Малайского архипелага и некоторых других, происходит формирование пестроцветных кор выветривания с несовершенным каолинитом, аллофан-галлуазитом или смешанослойным каолинит-смектитом. В тех случаях, когда разрушаются породы, не содержащие слоистых силикатов, в почво-элювии появляются горизонты накопления минералов из групп окислов — гидроокислов железа и алюминия.

Исключительно широкое распространение осадочных пород и кор выветривания с каолиновым и гиббсит-гетит-каолиновыми горизонтами в пределах тропического и субтропического поясов, в том числе и в областях распространения кор выветривания с непромывным и периодически промывным водным режимом, является результатом наследования продуктов влажных климатов мезозойско-третичного времени, а также влияния плейстоценовых периодов.

- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В сб.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I, II. Л., Гидрометеорологическое изд-во, 1952.
- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Будыко М. И. Климатические факторы внешнего физико-географического процесса.— Тр. ГГО, 1950, вып. 19 (81).
- Герасимов Ин. П. Опыт генетического подхода к разделению тропических почв, кор выветривания и продуктов их переотложения.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 5.
- Глазовская М. А. Почвы мира, т. I. Изд-во МГУ, 1972.
- Глазовская М. А. Почвы мира, т. II. Изд-во МГУ, 1973.
- Градусов Б. П. Образование глинистых минералов в подзолистых почвах.— В кн.: Доклады к VIII Международному конгрессу почвоведов. Физика — минералогия. М., «Наука», 1964.
- Градусов Б. П. Размещение основных типов профилей глинистого материала в почвах.— Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5.
- Градусов Б. П. К географии профилей глинистого материала почв современного континентального блока.— Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 2.
- Градусов Б. П. Размещение типов изменений смешанослойных образований в почвообразующих породах и почвах СССР.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 2.
- Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах, их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.— В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.
- Денисов И. А. Основы почвоведения и земледелия в тропиках. М., «Колос», 1971.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
- Докучаев В. В. Сочинения, т. VI. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Иванов Н. Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара.— Зап. Геогр. об-ва СССР, М., 1958, т. 18.
- Келлер У. Д. Основы химического выветривания.— В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Ковда В. А. Основы учения о почвах, кн. 1, 2. М., «Наука», 1973.
- Корин И. З., Финько В. И., Нуньес-Хименес А., Формель-Кортина Ф. О псевдокарсте на серпентинитах Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Лажуани Ж. П., Бонифа М. Долериты бассейна р. Конкуре и их латеритизация.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., «Мир», 1964.
- Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973.
- Матвеева Л. А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов.— Кора выветривания, 1974, № 14.
- Матвеева Л. А., Черняховский А. Г. О выветрелых породах голоцена Приморской Аджарии и некоторых вопросах теории химического выветривания.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Матвеев Ю. Д., Сергеев Е. М. О динамике инженерно-геологических процессов.— Вестн. МГУ, 1970, № 2.
- Милло Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
- Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита.— Тр. ВСЕГЕИ, Л., нов. сер., 1969, т. 167.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
- Разумова В. И. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород. М., «Наука», 1967.
- Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., ОГИЗ, 1947.
- Роде А. А. Водный режим почв и его типы.— Почвоведение, 1956, № 4.
- Соколов И. А. Вулканизм и почвообразование. М., «Наука», 1973.
- Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., «Наука», 1971.
- Физико-географический атлас мира. М., Изд-во АН СССР и Главного управления геодезии и картографии ГГК СССР, 1964.
- Фридланд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., «Наука», 1964.
- Черняховский А. Г. Эльвий и продукты его переотложения (Казахстан и Средняя Азия). М., «Наука», 1966.
- Черняховский А. Г. Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород.— Кора выветривания, 1968, вып. 10.
- Черняховский А. Г. Принципиальная схема географической зональности элювиального процесса.— Кора выветривания, 1974, вып. 14.
- Черняховский А. Г. Гиббсит в коре выветривания Приморской Аджарии.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.

- Черняховский А. Г., Градусов Б. П., Макарова О. В.* Генезис каолинит-сметитов в корках выветривания.— *Литол. и полезн. ископ.*, 1975, № 4.
- Шанцер Е. В.* Очерки генетических типов континентальных отложений. М., «Наука», 1966.
- Fieldes M. A., Swindale L. D.* Chemical weathering of silicates in soil formation — *J. New Zealand Sci. Tech.*, 1954, v. 36.
- Градусов Б. П.* A tentative study of clay mineral distribution in soils of the World.— *Geoderma*, 1974, v. 12, p. 49—55.
- Jackson M. L.* Clay transformations in soil genesis during the quaternary.— *Soil Sci.*, 1965, v. 99, No. 1.
- Pedro G.* Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe.— *Revue de geogr. physique et de geol. dynamiq.*, 1968, v. X, f. 5.
- Pedro G., Jamagne M., Begon J. C.* Mineral interactions and transformation in relation to pedogenesis during the quaternary.— *Soil Sci.*, 1969, v. 107, No. 6.
- Prescott J. A., Pendelton R. L.* Laterite and lateritic soils.— *Common wealth Bureau of Soil Seiang Technical commun.* 47, Comm. Agricul. Buran, 1962.
- Radoslovich E. W.* Clay mineralogy of some Australian red-brown lathes.— *J. Soil Sci.*, 1958, v. 9, No. 2.

Геологический институт АН СССР,
Почвенный институт,
Москва

Дата поступления
19.IX.1975

УДК 553.492 : 551.482.242 (574.1)

О ЗАПОЛНЕНИИ БОКСИТАМИ КАРСТОВЫХ ДЕПРЕССИЙ НА АРКАЛЫКСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В КАЗАХСТАНЕ

Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ

Многие залежи бокситов верхнемеловой — палеоценовой аркалыкской свиты имеют сложное строение. В нижней части карстовых воронок залегают перемещенные блоки слоистых бокситовых пород, углы падения которых во вторичном залегании колеблются от 10—30 до 50—80°. Эти первично горизонтально-слоистые породы формировались в крупных по размеру карстовых впадинах (типа польев). На месте данных депрессий впоследствии возникли более мелкие по размеру карстовые воронки, нижняя часть которых заполнилась блоками перемещенных бокситовых пород. Бокситоносные отложения верхней части аркалыкской свиты с разрывом и угловым несогласием залегают на блоковых породах ее нижней части. В работе дается описание строения бокситоносной толщи, слагающей карстовую воронку, рассмотрены морфологические типы карстовых залежей, расшифрована история их формирования.

Залежи бокситов, приуроченные к эрозионно-карстовым депрессиям, широко распространены на территории СССР. Однако вплоть до настоящего времени многие вопросы механизма заполнения таких депрессий бокситами служат объектом дискуссий. Так, Б. А. Тюрин (1963) предполагал, что карстовые депрессии Амангельдинской группы месторождений Центрального Казахстана (включающей Аркалыкское, Северное, Верхне-Ашутское и др.) сформировались еще в дорудную стадию. Затем они заполнились бокситоносными осадками, и в последний этап вследствие альпийской тектоники местами произошло изменение первичных элементов залегания слоев до появления крутых падений.

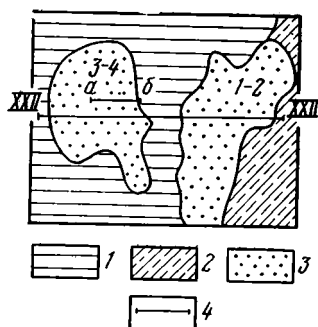
Большинство геологов справедливо считают, что рост карстовых воронок осуществлялся одновременно с накоплением бокситовой толщи (Бушинский, 1958; Волков, 1959; Медведев, 1971; Ким, 1971, и др.) и сопровождался циклическим заполнением карстовых впадин рудоносными осадками.

С целью выяснения деталей процесса заполнения карстовых депрессий бокситоносными отложениями нами проводились с 1971 по 1975 г. исследования ряда казахстанских месторождений бокситов, входящих в состав Амангельдинской, Притобольской, Целиноградской, Экибастузской групп.

Благоприятным объектом для решения поставленных вопросов служит Аркалыкское месторождение из Амангельдинской группы, разбуренное сетью разведочных скважин и вскрытое карьерами. Рассмотрим более подробно строение некоторых залежей данного месторождения. Многие геологи вслед за А. Н. Волковым (1959) считают, что рудные залежи этого месторождения, выделяемые в составе аркалыкской свиты верхнего мела — палеоцена — эоцена, могут подразделяться на два основных типа.

1. Залегающие на коре выветривания глинистых сланцев девонского возраста и имеющие пластообразную либо линзовидную форму, часто несколько наклонную в сторону контакта сланцев и известняков.

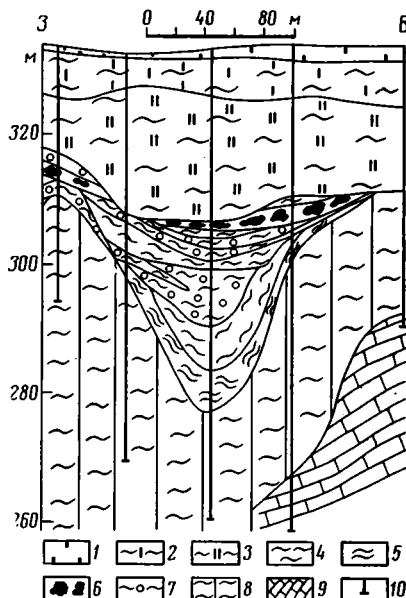
2. Залегающие на карбонатных породах палеозойского фундамента и отличающиеся большой сложностью строения. Для таких залежей характерно изгибание рудоносных линз, часто сопровождающееся увеличением в центральной части воронки общей мощности бокситоносной толщи, а иногда и пласта бокситов. Вследствие просадки днища карстовых воронок иногда фиксируется разрыв сплошности рудного тела.



Фиг. 1

Фиг. 1. Схема расположения залежей бокситов на 7-м участке Аркалыкского месторождения (по Б. А. Тюрину)

1 — карбонатные породы ($D_3^2 - C_1t_1$); 2 — сланцы (D_3fr); 3 — бокситоносные отложения ($K_2 - P_{1,2}$); 4 — линии геологических разрезов; арабские цифры — номера залежей бокситов



Фиг. 2

Фиг. 2. Разрез воронки 1 (залежь 3—4 — участок 7 Аркалыкского месторождения) (составлен по данным М. А. Кальменева и др., из разведочного профиля XXII)

1 — суглинки антропогена; 2 — серо-зеленые гипсоносные глины аральской свиты неогена; 3 — пестроцветные глины акжарской свиты палеогена; бокситоносные отложения аркалыкской свиты верхнего мела — палеоцен-эоцена; 4 — глины красно-бурые каолиновые; 5 — глины белые огнеупорные; 6 — боксит каменистый; 7 — боксит глинистый бобовый; 8 — подрудная глинистая пачка: глины желтые, фиолетовые, серые, черные; 9 — породы палеозойского фундамента: известняки и доломиты фаменского яруса; 10 — скважины

Амплитуда подобных просадок, по данным А. Н. Волкова (1959), колеблется от нескольких до сотен и более метров.

Такие же либо близкие к ним представления о строении залежей карстовых бокситов и о взаимоотношении слагающих их пластов содержатся в работах Б. А. Тюрина и М. А. Кальменева (1959), Ф. Г. Пасовой (1959) и др.

На фиг. 1, 2 приведены схематический план залежей бокситов участка 7 и часть разреза XXII через воронку 1 залежи 3—4, составленного М. А. Кальменевым и др. в 1960 г. На этом разрезе ряд drobных литологических подразделений бокситоносной толщи и подрудных глин нами объединен в более крупные пачки.

В результате вскрытия вышеотмеченных залежей карьером получены новые данные, свидетельствующие о значительно большей сложности

строения бокситовой толщи и характере взаимоотношения слагающих ее пачек.

В качестве примера рассмотрим строение воронки 1 (залежь 3—4, участок 7, Аркалыкское месторождение).

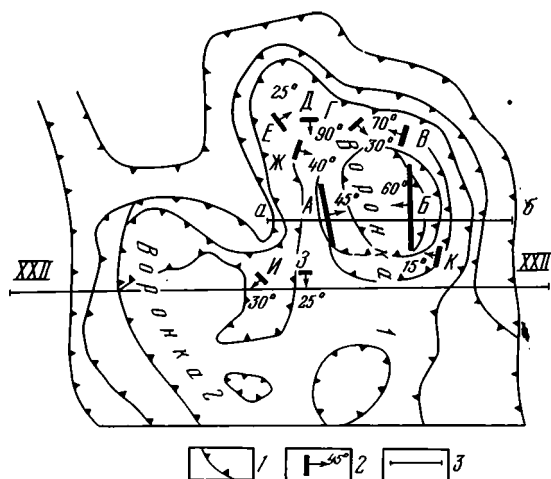
СТРОЕНИЕ ВОРОНКИ 1

Сводный разрез воронки 1 построен нами летом 1973 г. по серии разрезов в широтных уступах карьера, расположенных немного севернее линии вышеотмеченного профиля XXII (фиг. 3, 4).

На фиг. 4 видно, что бокситоносные породы (слои 4—27, 4а—20а) ограничены снизу и сбоку глинами подрудной пачки (слои 1—3, 1а—3а),

а сверху — глинами акжарской свиты палеогена (слой 28). В строении залежи наблюдаются два карстовых этажа.

Карстовые этажи бокситоносной толщи напоминают выделяемые геологами структурные этажи. Однако если движущей силой возникновения структурных этажей служат тектонические движения, проявляющиеся на больших площадях, то формирование карстовых этажей связано с локальной просадкой бокситоносной толщи, которая осуществляется вследствие растворения подстилающих карбонатных пород. Сползание крупных блоков осадочных пород в воронки осуществлялось по плоскостям карстовых просадок и оползаний и сопровождалось возникновением



Фиг. 3. План уступов карьера и расположения карстовых блоков в залежи 3—4 участка 7 Аркалыкского месторождения (лето 1973 г.)

1 — уступы карьера месторождения; 2 — 15—70° — элементы залегания слоев, слагающих карстовые блоки; 3 — линии геологических разрезов; прописные буквы — карстовые блоки

зеркал скольжения, приконтактных брекчий, надвигов, т. е. проявлением многих тех процессов, которые обычно сопровождают тектонические перемещения блоков по разломам.

В пределах воронки 1 (см. фиг. 4) к нижнему карстовому этажу мы относим нижнюю часть разреза бокситоносной толщи, в строении которой преобладают блоки крутопадающих слоев бокситоносных пород (слои 2—23 блока Б, слои 2а—20а блока А, слой блока К). В карстовом блоке А углы наклона слоев колеблются от 40 до 45°, в блоке Б — 60—70°, в блоке К — 15°. К верхнему карстовому этажу мы относим верхнюю часть бокситоносной толщи (слои 25—27), залегающую с размывом на породах нижнего карстового этажа горизонтально либо полого.

Описание подрудной пачки. Глины подрудной пачки (см. фиг. 4 слои 1, 1а, 2, 2а) слагают дно и борта эрозионно-карстовых депрессий, цвет их желтый, серый, местами фиолетовый, состав каолиновый и гидрослюдисто-каолиновый. Слоистость глин обычно тонкая горизонтальная или прихотливо переметая. Подрудные глины представляют собой сложно построенное тело, в котором механически смешаны в результате карстовых просадок и оползаний блоки типично осадочных глинистых либо песчано-глинистых пород и глины коры выветривания.

В пользу элювиального генезиса подрудных глин свидетельствуют найденные в них глинистые слепки девонской морской фауны, текстурно-

структурные особенности, указывающие на их возникновение за счет выветривания сланцев либо песчаников. Последние, очевидно, содержались в форме прослоев в карбонатном субстрате пород палеозойского фундамента (Лисицына, 1960). С другой стороны, в толще подрудных глин часто встречаются линзы обычных осадочных пород: гумусированные глины, реже алевроиты, пропластки кварцевых песков. Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из осадочных пород подрудных глин, свидетельствуют об их поздне меловом возрасте (Волков, 1959).

Формирование осадочных пород внутри элювиальных образований карбонатного субстрата, вероятно, происходило в подземно-карстовых водотоках и водоемах во время, предшествующее бокситонакоплению либо синхронное с ним. А. Н. Волков (1959), например, отмечает наличие крупных карстовых полостей глубиной до 10 м в карбонатных породах, подстилающих бокситы. Во время формирования бокситов в подобные карстовые полости легко заносились вместе с поверхностными водами споры и пыльца наземных растений.

Накопление углистых глин, песков либо алевроитов подрудной пачки могло осуществляться также и в поверхностных водоемах либо водотоках. Затем отложившиеся здесь осадки часто вовлекались в карстовые провалы либо перекрывались сползающими блоками глинистой коры выветривания.

Тесное механическое смешение в подрудных глинах признаков элювия, с одной стороны, и осадочных толщ — с другой, характерно только для глинистого элювия, развитого на существенно карбонатном субстрате. При смене карбонатных пород фундамента на силикатные (сланцы, алевроиты, песчаники) элювиально-карстовые подрудные глины сменяются в районе месторождения глинистыми каолиновыми корами выветривания. Мощность подрудной глинистой пачки обычно несколько десятков метров.

Строение бокситоносной толщи нижнего карстового этажа. В строении нижнего карстового этажа воронки I принимает участие ряд перемещенных блоков бокситовых пород (см. фиг. 3, 4). Рассмотрим строение одного из них (блока Б). Бокситоносные породы, слагающие карстовый блок Б, отделены плоскостью карстового оползания от глин подрудной пачки (слой 1), обнажающихся в борту карстовой воронки. Слой пород карстового блока Б наклонен под углом 60—70° к центру воронки. В строении блока Б принимают участие различные генетические типы отложений.

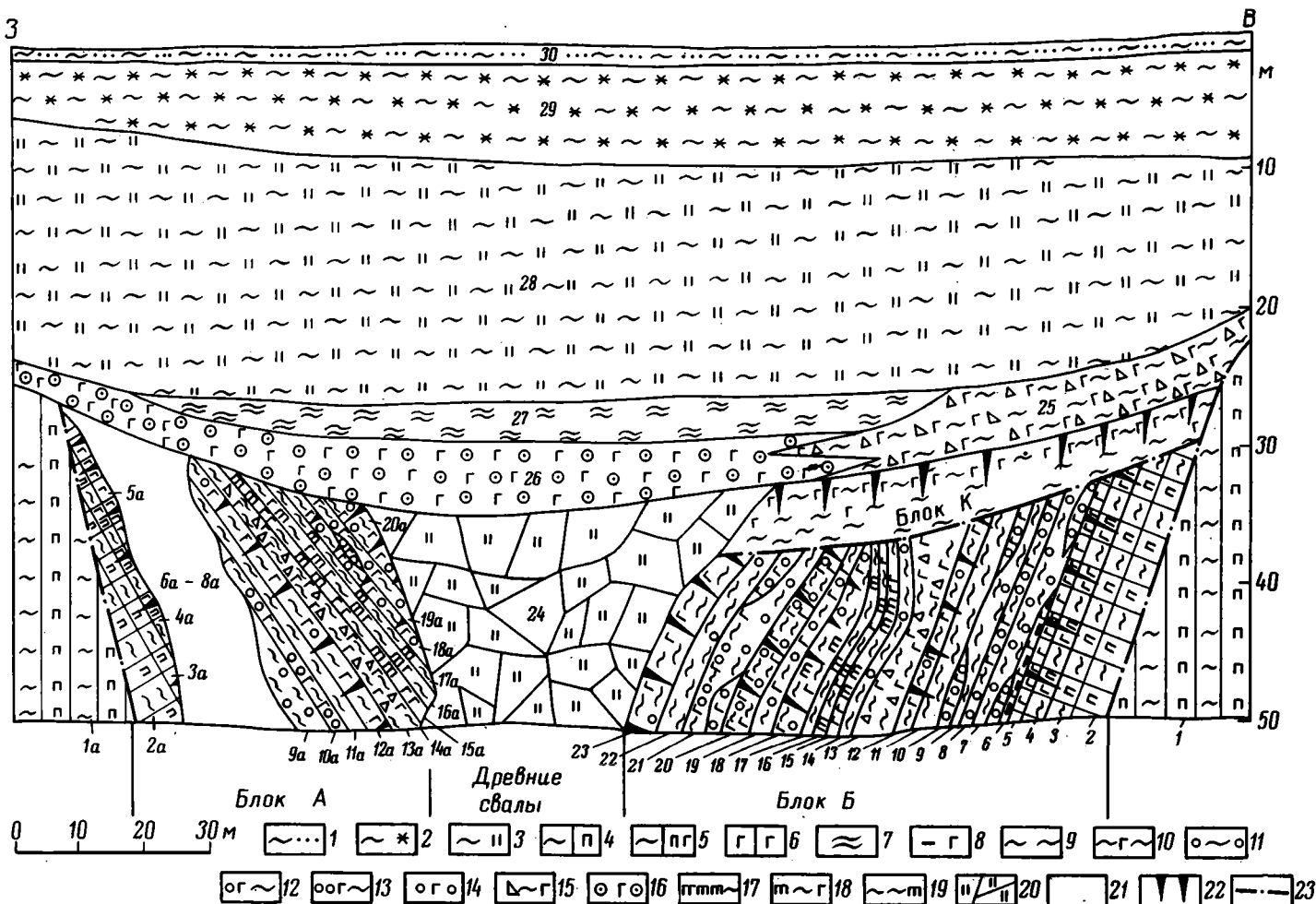
I. Элювиальные глины подрудной пачки (слой 2), увенчанные пестроцветной латеритной почвой (слои 3—5).

II. Полифациальные осадочные породы аркалыкской свиты (слои 6—23), преимущественно красно-бурые или пестрые, состоящие из бокситов и глин. Генезис пород преимущественно делювиально-пролювиальный, местами озерно-болотный (слои 6, 15, 16). При дальнейшем описании разреза для каждого слоя дается его генетическая интерпретация в соответствии с классификацией Ю. Г. Цеховского (1975).

Помимо латеритно-почвенного профиля, развитого на глинах подрудной пачки (слои 3—5), в строении осадочной бокситоносной толщи зафиксировано четыре пестроцветных латеритно-почвенных профиля: слои 11—12, 18, 20, 23. Детальная характеристика латеритных почв аркалыкской свиты дана нами ранее (Цеховский и др., 1974).

Приведем послойное описание разреза пород, слагающих карстовый блок Б.

1. Элювиальные глины подрудной пачки увенчаны латеритной почвой. Обнажаются западнее плоскости карстового оползания. Прислонены к элювиальным глинам слоя I (см. фиг. 4), охарактеризованным выше. Далее наблюдается следующий разрез (снизу вверх).



Фиг. 4. Схематический разрез по линии *а — б* воронки 1 залежи 3 — 4, составленный по широтным уступам карьера (участок 7, Аркалыкское месторождение, лето 1973 г.)

1 — суглинки антропогена; 2 — глины зеленоцветной гипсоносной аркалыкской свиты неогена; 3 — глины пестроцветной акжарской свиты палеогена; 4 — глины подрудной пачки, желтые, серые, фиолетовые; 5 — бокситы сухаристые, каолинит-гиббситовые, пелитоморфные, пестроцветные, средняя зона латеритных почв, развитых на глинах подрудной пачки (во всех литологических типах пород знак «Г» свидетельствует о присутствии аутигенного гиббсита); 6 — бокситы каменистые, гиббситовые, пелитоморфные, пестроцветные, верхняя зона латеритных почв на глинах подрудной пачки; породы бокситоносной аркалыкской свиты верхнего мела — палеоцена — эоцена: 7 — глины белые каолиновые, 8 — бокситы сухаристые пелитоморфные, темно-серые, углисто-глинистые, 9 — глины красно-бурые, каолиновые, 10 — бокситы сухаристые, пелитоморфные, красно-бурые, 11 — глины редкогравийные (редкобобовые), красно-бурые, 12 — бокситы сухаристые, редкогравийные (редкобобовые), гиббситизированные, красно-бурые, 13 — бокситы сухаристые, галечно-гравийные (бобовые), гиббситизированные, глинистые, красно-бурые, 14 — бокситы галечно-гравийные (бобовые), гиббситизированные, красно-бурые, 15 — бокситы сухаристые, щепнистые, гиббситизированные, глинистые, бурые, 16 — бокситы сухаристые, галечно-гравийные (бобовые), белые, желтые, глинистые, гиббситизированные, 17 — бокситы сухаристые пелитоморфные, каолинит-гиббситовые, с огромным количеством окисленного растительного детрита, желтые, 18 — бокситы сухаристые, пелитоморфные, сильно глинистые, гиббсит-каолинитовые, желтые, 19 — глины красно-бурые, каолиновые, с редкими включениями окисленного растительного детрита, 20 — обвально-оползневые образования палеоцен-эоцена, глинистые, местами бокситовые, красно-бурые, желтые, пестрые, 21 — плохо обнаженные участки бокситоносных отложений, 22 — вертикальные пятна обеления либо ожелезнения латеритных почв; 23 — линия карстовых оползаний блоков; числа в кружках — номера слоев

Мощность, *м*

2. Глины элювиальные, темно-серые, каолиновые, тонкослоистые, в верхней части желтые или фиолетовые (материнские глины латеритных почв). Постепенно переходят в вышележащий слой. 1,7

3. Глины, измененные латеритно-почвенными процессами, фиолетовые, каолиновые, с пятнами обеления и ожелезнения, ориентированными перпендикулярно напластованию слоев, с нарушенной тонкой слоистостью; в верхней части сменяются глинами белыми с пятнами-сгустками либо сетчатыми прожилками гематита (нижняя зона латеритно-почвенного профиля). Постепенно переходят в вышележащий слой. 2,6

4. Глины, измененные латеритно-почвенными процессами, пестроцветные, уплотненные, гиббсит-каолиновые, в средней и верхней частях переходят в бокситы пелитоморфные, сухаристые, каолинит-гиббситовые, розовато-белые, содержащие сгустки и пятна гематита, ориентированные перпендикулярно напластованию слоев либо в форме сетчатых прожилков. Текстура глин и бокситов сетчато-комковатая, в нижних частях встречаются реликты слоистых глин (средняя часть латеритно-почвенного профиля). Постепенно переходят в вышележащий слой. 1,1

5. Бокситы латеритно-почвенные, пестроцветные, пелитоморфные, каменистые, гематит-гиббситовые, сетчато-комковатые; в нижней части сухаристые, гематит-каолинит-гиббситовые, белые, с ярко-красными и сизыми пятнами, сгустками и жилами гематита, ориентированными перпендикулярно границе напластования пород (верхи латеритно-почвенного профиля подрудных глин). Постепенно переходят в вышележащий слой. 1,6

Общая мощность подрудных глин, увенчанных латеритной почвой, в блоке *Б* (см. фиг. 4, слои 2—5) составляет 7 *м*.

Породы аркалыкской свиты с размывом и четким контактом залегают в нижележащих отложениях и представлены (снизу вверх).

6. Бокситы озерно-болотные, черные, серые, белые, пелитоморфные, углистые, каолинит-гиббситовые, тонкослоистые, серые, с линзами и прослойками углистых гиббсит-каолинитовых глин; содер-

- жат большое количество полуокисленных отпечатков растительного детрита и конкреции гиббсита. Контактуют через размыв с вышележащим слоем. 0,4
7. Глины пролювиальные, красно-бурые с беспорядочным включением бокситовых обломков: дресвы, гравия (бобовин); содержат линзы гравийного (бобового) боксита, слабо гиббситизированного (см. фиг. 4, слой 7). Контактуют через размыв с вышележащим слоем. 2,3
8. Бокситы пролювиальные, красно-бурые, рыхлые, древесно-гравийные (бобовые), глинистые с единичной щебенкой, слабо гиббситизированные (см. фиг. 4, слой 8). Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 1,0
- 9—10. Глины пролювиальные, красно-бурые, каолиновые, редкогравийные (редкобобовые), с линзами бокситового гравийника (бобовника), слабо гиббситизированного; в слое 10 количество гравийника (бобовника) возрастает. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 1,5
11. Глины пролювиально-озерные, красно-бурые, каолиновые, с неясной горизонтальной слоистостью. В средней и верхней частях в них появляются пятна обеления и ожелезнения, ориентированные перпендикулярно напластованию пачки, количество пятен возрастает в верхней части каждого слоя. В верхней части глины слабо преобразованы латеритно-почвенными процессами (нижняя зона профиля). Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 0,8
12. Бокситы латеритно-почвенные, пестроцветные, сухаристые, глиноподобные, гематит-каолинит-гиббситовые, с редкими включениями гравия (бобовин), более каменистые в верхней части, глинистые в низах слоя, с пятнами, полосами гематита, комковато-сетчатые. Представляют собой среднюю — верхнюю зоны латеритной почвы, развитой на пролювиально-озерных глинах. Связаны через размыв с вышележащим слоем. 1,0
13. Бокситы делювиальные, галечно-щебнисто-дресвяные, красно-коричневые, глинистые, слабо гиббситизированные, с угловатыми обломками латерита. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 3,0
14. Глины пролювиальные, красно-бурые, каолиновые, редкогравийные, редкобобовые, плохо сортированные, неслоистые. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 0,2
15. Глиноподобные бокситы, озерно-болотные, пестроцветные, переслаивающиеся с гиббситизированными глинами желтого, красного, серого и зеленого цвета, тонкослоистые с огромным количеством окисленного детрита, лимонитизированного, расположенного параллельно слоистости, местами с включениями черного углистого детрита, с конкрециями гиббсита. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 0,4
16. Глины озерно-болотные, красно-бурые, каолинит-гиббситовые, с небольшим количеством растительного детрита, с конкрециями гиббсита, тонкослоистые. Контактуют через размыв с вышележащим слоем. 0,4
17. Глины пролювиально-озерные, красно-бурые, каолиновые, неслоистые, с редкими окисленными отпечатками растительного детрита, различно ориентированного. Контактуют через размыв с вышележащим слоем. 0,2
18. Глины пролювиальные, красно-бурые, каолиновые, слабо гиббситизированные, редкогравийные (редкобобовые), плохо сортированные; в средней и верхней частях сменяются латеритной почвой — бокситами пестроцветными, сухаристыми, глиноподобны-

- ми, каолинит-гипситами, со стержнеобразными пятнами обеления и со стяжениями-прожилками гематита, ориентированными перпендикулярно слоистости. Контактуют через разрыв с вышележащим слоем. 1,2
19. Бокситы пролювиальные, красно-бурые, гравийные (бобовые), сильно глинистые, гипситизированные, плохо сортированные. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 1,4
20. Бокситы пролювиальные, красно-бурые, галечно-гравийные (бобовые), сильно глинистые, гипситизированные, плохо сортированные, с вертикальными стержневидными пятнами обеления и ожелезнения, комковато-сетчатой текстурой. Контактуют через разрыв с вышележащим слоем. 2,0
21. Глины пролювиальные, красно-бурые, гипситизированные, с большим количеством латеритной гальки, гравия и бобовин, не ориентированных, плохо сортированных, с линзами бокситового галечно-гравийника (бобовника), гипситизированного. Контактуют через разрыв с вышележащим слоем. 2,0
22. Глины пролювиальные, красно-бурые, гипсит-каолиновые, неслоистые, с единичным бокситовым гравием (бобовинами), плохо сортированным. Связаны постепенным переходом с вышележащим слоем. 2,8
23. Глины пролювиальные пестроцветные, сменяющиеся в верхней части латеритно-почвенными бокситами, глиноподобными, с вертикальными стержневидными пятнами обеления и пятнами, полосами ожелезнения, с комковато-сетчатой текстурой. 2,5
- Общая мощность аркалыкской свиты в блоке Б. 22,1

Палеоцен-эоценовые осыпи, оползни и свалы развиты в пределах нижнего карстового этажа в центральной части воронки 1 (см. фиг. 4, слой 24). Вслед за Е. В. Шанцером (1966) подобные обвальнo-осыпные и оползневые образования мы относим к коллювию. На Аркалыкском месторождении в нем сложно перемежаются бокситовые и глинистые породы.

Западная часть нижнего карстового этажа воронки 1 по своему строению во многом напоминает ее восточную часть. В бортах воронки здесь также развиты глины подрудной пачки (см. фиг. 4, слой 1а), залегающие преимущественно горизонтально. В блоке А, расположенном западнее плоскости карстового оползания, слои падают под углом 45—50° к центру воронки. В строении блока А (как и блока Б) фиксируется пачка желтоцветных подрудных глин (слой 2а) с пестроцветным латеритно-почвенным профилем в верхней части (слои 3а—5а) и слоистая, красноцветная осадочная, бокситоносная толща (слои 9а—20а), содержащая маркирующие горизонты пестроцветных латеритных почв (слои 12а, 11а—12а, 18а, 20а), пласт светло-желтых озерно-болотных отложений (слои 15, 16), пласт бокситового щебня (слой 13а).

Из сопоставления разрезов блоков Б и А видно, что в их строении принимают участие одни и те же пласты пород. Поэтому для блока А на фиг. 4 использована та же нумерация слоев, что и для блока Б с добавлением к номеру слоя строчной буквы а. В то же время необходимо подчеркнуть, что при послойном сопоставлении разрезов блоков А и Б фиксируются и некоторые различия в мощности одноименных слоев, степени их насыщенности обломками-бобовинами. Следует также отметить, что в блоке А самая нижняя часть разреза (слои 6а—8а) хуже изучена нами из-за плохой обнаженности ее в уступах карьера, а верхние слои залежи (21а—23а) были, видимо, разрушены при карстовых оползаниях блоков.

Таким образом, в нижнем этаже карстовой воронки 1 залегают отдельные блоки когда-то единой толщи, в которых прослеживаются одни

и те же маркирующие горизонты. Крутые углы падения слоев (до 40—70° и более), различные для каждого из блоков, указывают, что их современное залегание не истинное. Присутствие в крутопадающих пластах тонкослоистых озерно-болотных углисто-глинисто-гиббситовых и пролювиально-озерных глинистых пород свидетельствует об их первичном горизонтальном напластовании.

Севернее линии разреза *а—б* строение нижнего этажа бокситоносной толщи воронки 1 также сложное. Как видно из фиг. 3, здесь фиксируется 5 крупных самостоятельных блоков бокситоносной толщи с углами падения слоев 25—70° (блоки *В, Г, Д, Е, Ж*), южнее линии разреза *а—б* выявлены блоки *З, И, К* с углами падения слоев 15—30°.

Следует подчеркнуть, что во всех этих блоках хорошо прослеживаются те или иные части полного разреза бокситоносной толщи, составленного при описании блока *А*. Наиболее часто в них представлена нижняя часть бокситоносной толщи, ее верхняя часть обычно разрушалась при карстовых перемещениях блоков.

Строение бокситоносной толщи верхнего карстового этажа. Осадочные бокситовые породы верхнего карстового этажа имеют более простое строение. Они с резким размывом и угловым несогласием залегают на подстилающих бокситоносных породах нижнего этажа либо на глинах подрудной пачки. В составе бокситоносной толщи преобладают грубообломочные породы: галечно-щебнистый бокситовый делювий гиббситизированный (слой 25), галечно-бобовый бокситовый балочный аллювий гиббситизированный (слой 26). В самой верхней части бокситоносной толщи отмечается пачка белых каолиновых глин (слой 27). Пласты пород залегают горизонтально либо имеют небольшие уклоны (до 10—15°) в делювиальных отложениях.

В составе глыб, валунов, щебня и галек, слагающих пласты пород верхнего карстового этажа, установлены обломки различных литологических и генетических типов нижележащих пород: глиноподобные, пестроцветные, латеритно-почвенные бокситы, бобовые гиббситизированные бокситы и др.

Бокситоносные отложения верхнего карстового этажа перекрываются пестроцветными глинами палеогеновой акжарской свиты (слой 28), зеленоцветными гипсоносными глинами неогеновой аральской свиты (слой 29) и коричневыми суглинками антропогена (слой 30).

Двухэтажное строение бокситоносной толщи зафиксировано на многих карьерах Амангельдинской группы месторождений: на Аркалыкском месторождении (участок 7, залежи 1—2, 3—4, 5—6; участок 1—2), на Северном месторождении (Центральный участок) и др.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗАЛЕЖЕЙ КАРСТОВЫХ БОКСИТОНОСНЫХ ТОЛЩ

Проведенные исследования казахстанских бокситов позволяют выделить несколько основных морфологических типов бокситовых залежей.

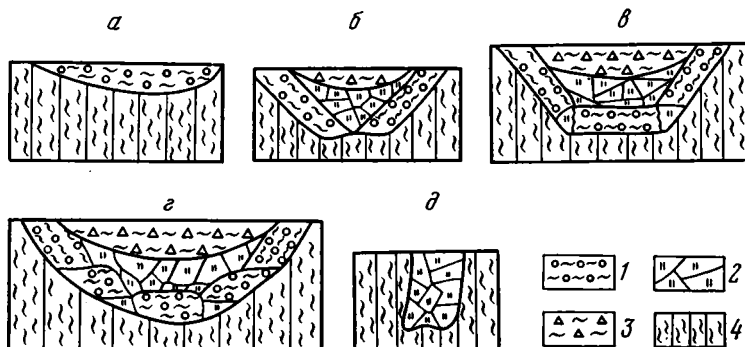
1. Залежи простого строения обычно характеризуются горизонтальным либо слабо наклоненным залеганием слоев, имеют в разрезе пластовую либо линзообразную форму, не измененную в результате карстовых просадок (фиг. 5, *а*). Подобные залежи хорошо изучены и описаны на Аркалыкском (Волков, 1959) и других месторождениях (депрессии заполнения).

2. Залежи сложного строения подразделяются на ряд подтипов.

а) Залежь с крутопадающими блоками бокситовых пород в бортовых частях и коллювиальными образованиями в центре депрессий характерна для узких в диаметре депрессий (фиг. 5, *б*). Именно к этому типу относится охарактеризованная выше залежь воронки 1.

б) Залежь с крутопадающими блоками бокситоносных пород в бортовых частях и горизонтально либо наклонно залегающим блоком в ее центральной части (фиг. 5, в) чаще всего развита в более широких депрессиях. Подобное строение толщи наблюдалось нами, например, в залежи 1—2 участка 7 Аркалыкского месторождения, а также во многих широтных разрезах Центрального участка Северного месторождения и др. В пределах отдельных участков опущенных блоков в центре депрессий часто формировались новые карстовые воронки (фиг. 5, з).

в) Залежь столбообразной формы (фиг. 5, д) характерна для очень узких депрессий. В ее строении обычно преобладают коллювиальные



Фиг. 5. Различные морфологические типы карстовых залежей бокситов. Залежи: а — простой формы, б, в, з — двухэтажные, д — столбообразной формы; 1 — бокситоносные отложения; 2 — обвальнo-оползневые бокситоносные образования нижнего карстового этажа; 3 — бокситоносные отложения верхнего карстового этажа; 4 — глинистые элювиальные и осадочные образования подрудной пачки

образования либо крутопадающие пласты бокситов. Примеры подобных бокситоносных тел наблюдались нами в 1973 г. в северной части залежи 3—4 Аркалыкского месторождения, реликты залежи подобной формы сохранились в карьере месторождения Озерки в Притоболье.

Следует подчеркнуть, что залежи многих изученных месторождений часто объединяют в себе различные по размеру участки, каждый из которых имеет свой морфологический облик рудного тела, и, следовательно, являются комбинированными. Дальнейшие исследования, вероятно, позволят выявить новые морфологические типы карстовых залежей.

ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДВУХЭТАЖНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ АРКАЛЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Во время, предшествующее бокситообразованию, район Аркалыкского месторождения представлял собой приподнятую выровненную денудационную равнину, где на силикатных породах палеозойского фундамента формировался глинистый элювий, а на карбонатных породах — элювиально-карстовые образования, описанные как подрудные глины. С течением времени в верхних частях толщи подрудных глин и глинистого элювия возникают латеритные почвы с каолинит-гипситаовыми либо гипситаовыми породами мощностью до 2,0—2,5 м (см. фиг. 4, слои 4—5, 4а—5а). Продолжающееся растворение карбонатных пород субстрата, подстилающего глины подрудной пачки, способствует их просадкам и формированию отрицательных форм рельефа — впадин (типа польев). Такие отрицательные формы рельефа, естественно, тяготеют к площадям развития карбонатных пород, особенно зонам контакта карбонатных и силикатных пород. Несомненно, что эти впадины имели значительно большие площади, чем сохранившиеся в настоящее время карстовые де-

прессии. Водораздельными участками характеризуемых впадин служили области развития элювия девонских сланцев, алевролитов, песчаников.

За счет размыва латеритного элювия в пределах возникших впадин происходило накопление бокситоносных толщ (преимущественно пролювиального, пролювиально-озерного, местами делювиального либо озерно-болотного генезиса). В бортовых частях этих впадин преобладали делювиально-пролювиальные галечно-гравийные (бобовые) осадки с линзами щебня, в центральных частях часто накапливались пролювиально-озерные и озеро-болотные существенно глинистые толщи. При увеличении амплитуды просядок дна впадин в составе отлагавшихся осадков возрастала роль обломочных (галечно-гравийно-бобовых и щебнистых) пород, а при сокращении возрастала роль глин. На отложившихся осадках часто развивались латеритные почвы.

Постепенно в различных участках карбонатного фундамента, слагающего днища впадин, возникали крупные изолированные карстовые полости глубиной до нескольких десятков метров. Реликты подобных полостей, как отмечалось ранее, были вскрыты и в настоящее время, при проведении разведочных работ. На определенных этапах осадконакопления происходили глубокие провалы отдельных участков днища впадин, или полей. Глубина просядок достигала нескольких десятков метров. Именно в это время и начинается заложение тех карстовых воронок и депрессий, которые мы наблюдаем в настоящее время. В образовавшиеся воронки сползали разные по величине блоки осадочных бокситовых пород. Одновременно с заполнением нижних частей депрессий происходило выполаживание крутизны склонов в их верхних частях. Постепенно процессы оползания и солифлюкции, обусловившие возникновение пород нижнего карстового этажа, сменялись процессами формирования в карстовых воронках грубообломочных осадочных бокситовых толщ делювиально-пролювиального либо аллювиального генезиса (второй этаж). Эти породы верхнего карстового этажа залегают с размывом и угловым несогласием на подстилающих блоках бокситовых пород нижнего этажа.

Из ранее изложенного материала видно, что при накоплении бокситов верхнего карстового этажа источником сноса обломочного материала служила толща осадочных бокситоносных пород, сформировавшаяся в крупных впадинах (полях) до возникновения здесь глубоких карстовых провалов. Следовательно, участки впадин и полей, не вовлеченные в карстовые провалы и опускания, из областей аккумуляции бокситового материала часто превращались в области денудации. Это и приводило к заполнению возникших воронок продуктами разрушения более древних осадочных бокситовых толщ. В результате среди терригенного материала отложений верхнего этажа фиксируются обломки галечно-бобовых гиббситизированных бокситов пролювиального генезиса, пестроцветных глиноподобных бокситов либо бобовин-конкреций из латеритных почв, глиноподобных тонкослоистых бокситов с окисленным растительным детритом из озерно-болотных отложений и т. д. Таким образом, в составе обломков из толщ верхнего карстового этажа наблюдаются те же породы, которые слагают и блоки нижнего этажа.

После завершения бокситообразования и заполнения карстовых депрессий осадками аркалыкской свиты породы, слагающие поверхность характеризуемого региона, подверглись эрозии и денудации. При этом гипергенные процессы многих последующих эпох способствовали интенсивной каолинизации древних бокситовых осадочных толщ и латерит-бокситового элювия. Ресилифицированные обломки бокситовых пород часто наблюдаются в пестроцветных глинах палеогеновой акжарской свиты, перекрывшей денудированную поверхность рудных залежей.

Подобные процессы ресилификации бокситов Аркалыкского месторождения описаны в работах В. Н. Разумовой (1961), А. К. Гладковского и др. (1964), Ю. Г. Цеховского (1975) и др. К настоящему времени лишь

в глубоких карстовых депрессиях и воронках сохранились реликты древних бокситоносных толщ и бокситоносного элювия, занимавших ранее значительно большие площади.

На Аркалыкском месторождении процессы карстообразования продолжались и после накопления бокситов. В результате в ряде участков происходили дислокация либо разрыв сплошности бокситовых тел и опускание отдельных блоков (Волков, 1959). Формирующиеся при этом карстовые депрессии заполнялись более молодыми по возрасту палеогеновыми безрудными отложениями (например, осадками акжарской свиты). Пострудные процессы карстообразования еще больше усложняли форму рудных залежей. Однако необходимо подчеркнуть, что интенсивность этих процессов в пострудные эпохи сравнительно с эпохами бокситообразования уменьшилась.

Блоковое строение бокситовых толщ наблюдалось нами и в ряде других карстовых месторождений Казахстана (в карьерах Новоильиновские и Озерки Притобольской группы месторождений, в ряде участков Кайнарлинского месторождения, расположенного юго-восточнее Целинограда, и др.). Строение и форма данных депрессий различны. Прекрасными объектами для изучения пострудных просадок карстовых блоков бокситовых пород являются, например, месторождения Притобольской группы, вскрываемые в настоящее время карьерами. На этих месторождениях пострудные перемещения блоков бокситовых пород одновременно приводят к изгибанию и смещению вышележащих горизонтально-слоистых опоквидных пород тасаранской свиты палеогена.

Приведенные примеры позволяют считать, что блоковые перемещения бокситовых пород являются одним из характерных процессов формирования залежей карстовых бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Волков А. Н. Геологическое строение района Амангельдинских месторождений бокситов и огнеупорных глин.— Тр. Ин-та геол. наук. Алма-Ата, 1959, вып. 2.
- Гладковский А. К., Шарова А. К., Храмцов В. Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезокайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР.— Тр. Ин-та геологии УФ АН СССР, Свердловск, 1964, вып. 64.
- Ким Ю. И. Закономерности размещения и условия формирования бокситов Озерного месторождения на западе Тургайского прогиба.— Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1971, т. 169.
- Лисицына Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахстанского нагорья. М., Госгортехиздат, 1960.
- Медведев Э. Т. Некоторые минералогические и структурно-текстурные особенности бокситов Приангарья.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
- Пасова Ф. Г. Химико-минералогическая характеристика бокситов и вмещающих пород.— Труды Ин-та геологических наук, Алма-Ата, 1959, вып. 2.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Тр. ГИН АН СССР, М., 1961, вып. 46.
- Тюрин Б. А. Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амангельдинского бокситорудного района и их генезис.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тюрин Б. А., Кальменев М. А. Геолого-экономическая характеристика месторождений бокситов и огнеупорных глин.— Тр. Ин-та геол. наук, Алма-Ата, 1959, вып. 2.
- Цеховский Ю. Г. О генетической классификации бокситоносных пород Аркалыкского месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Шенцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР. М., 1966, вып. 161.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
17.II.1975

ВИДЫ И ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОСТИ ОЛОВЯННЫХ РОССЫПЕЙ

Н. Г. ПАТЫК-КАРА

Рассмотрены особенности зональности россыпей на примере оловоносных районов северо-восточной Якутии. Показано, что в оловянных россыпях проявлена зональность двоякого рода: отраженная, обусловленная преломленными в ходе денудации и осадконакопления особенностями коренных источников, и геоморфологическая, вызванная определенной последовательностью морфологических комплексов и форм рельефа с присущими им условиями высвобождения и накопления полезного компонента. Выделены виды геоморфологической зональности россыпей: этапная зональность — пространственная последовательность генетических и морфологических типов россыпей, связанных с определенным этапом россыпеобразования, и сложная (кумулятивная), сформированная в несколько этапов россыпеобразования и, как следствие этого, сочетающая в себе черты последовательного наложения и преобразования россыпей различного возраста.

Зональность представляет регулярное размещение природных явлений в пространстве, представляющее результат закономерного изменения характера и направленности вызывающих их общих причин. Ярким примером ее может служить рудная зональность, обусловленная, по определению В. И. Смирнова (1965), «...развитием процесса рудообразования во времени, вмещающих геологических и физико-химических условиях пространства...», стр. 583», независимо от ранга и масштаба проявления (региональная или локальная зональность), равно как и генетической природы (формационная, стадийная, фациальная). Забегая вперед, отметим, что в приведенной схеме заложена идея циклического развития процесса россыпеобразования, и подчеркнуто, что прерывистость и стадийность формирования россыпей находит отражение и в их пространственном размещении.

Геоморфологическая зональность как свойство россыпных месторождений, вызванное пространственной сменой россыпеобразующих процессов в ходе развития эрозионно-денудационного цикла, была описана еще Ю. А. Билибиным. Предложенная им схема геоморфологической зональности, включающая четыре зоны аллювиальных россыпей: 1) долинных россыпей старого эрозионного цикла; 2) русловых и террасовых россыпей; 3) преобразования русловых россыпей в долинные и уничтожения террасовых россыпей; 4) долинных россыпей нового эрозионного цикла, — впоследствии неоднократно с некоторыми дополнениями использовалась различными авторами (Рожков, 1948; Рыжов, 1973).

При анализе геоморфологической зональности россыпей обычно наиболее полно представлено одно, правда, важнейшее звено в генетическом ряду россыпей — последовательная смена россыпей аллювиальной группы. Очевидно, что этот ряд можно дополнить россыпями зоны действия склоновых процессов, где, по И. С. Шукину (1960), можно проследить переход зоны площадной денудации в зону деллей и зону «стягивания» сноса по отдельным ложбинам. Аналогичная по типу зональность, сочетающая в себе смену фациальных зон прибрежного осадконакопления и историю развития прибрежной зоны в позднем кайнозое,

была описана В. Г. Ульстом (1970). Здесь мы также видим, что зональность россыпей, проявленная в наборе морфогенетических типов их, содержит в себе как фациальные различия, так и отражение прерывистого стадийного развития рельефа, проявившегося в смене форм рельефа и миграции в пространстве зон концентрации полезного компонента.

В действительности, как будет показано ниже на примере оловянных россыпей северо-востока Якутии, зональность россыпей представляется еще более сложной, поскольку наряду с геоморфологическими факторами разного порядка в размещении россыпей проявлены особенности указанных выше региональной и локальной, формационной и стадийной зональности питающих россыпи рудных источников.

При сравнении важнейших оловоносных районов названного региона — Чохчуро-Чокурдахского, Центрально-Полоусного, Западно-Полоусного, Яно-Адычанского и др. — обнаруживается их приуроченность к различным морфоструктурным районам со свойственной им историей кайнозойского развития и различной преемственностью по отношению к позднемезозойским структурно-фациальным зонам. В их размещении сказывается также региональная зональность, отражающая локализацию оловянно-вольфрамового оруденения и последовательное развитие во времени горной страны, сформировавшейся на месте Яно-Полоусной ветви Верхояно-Чукотского складчатого пояса. Вследствие этого перечисленные районы различаются: 1) формационной принадлежностью россыпеобразующих коренных источников; 2) масштабами суммарного пострудного денудационного среза и его распределением по отдельным этапам пострудной истории; 3) разновременным выведением на поверхность рудных месторождений — источников россыпей и, следовательно, различной продолжительностью россыпеобразовательного цикла; 4) характером рельефа, существовавшего к началу неотектонического этапа; 5) режимом неотектонических движений; 6) набором генетических и морфологических типов россыпей; 7) особенностями проявления различных этапов россыпеобразования.

В рамках рудно-россыпных узлов и зон выражена зональность более высокого порядка, обусловленная совместным влиянием формационной принадлежности коренных источников, их различным положением в денудационном срезе и особенностями локальной морфоструктуры. Зональность этого рода, например, мы наблюдаем на северном фланге Чохчуро-Чокурдахской зоны, где интенсивность проявления россыпей отражает различия материнских интрузивных гранитоидных массивов, более дифференцированных на флангах ряда, и, как следствие этого, неодинаковый фон коренной оловоносности. Направленному изменению уровня россыпного фона способствует также различный денудационный срез массивов: по-видимому, более значительный (1,5—2 км) преимущественно позднемеловой — палеогеновый срез Хаарстанского массива, расположенного в центре зоны, и умеренный (около 1 км) Максунтоохского и Святоносского массивов, находящихся на флангах ряда. Более сложная секториальная морфоструктура последних по сравнению с малодифференцированной крупноблоковой морфоструктурой Хаарстанского поднятия сказывается также в особенностях пространственного размещения потенциально оловоносных долин, а значительный диапазон в режиме развития отдельных блоков указанных массивов определяет возможность появления более широкого набора морфогенетических типов россыпей (от аллювиально-склоновых до двухъярусных погребенных россыпей древних долин и прибрежно-морских россыпей).

Яркий пример зонального размещения россыпей в пределах сложных рудно-россыпных узлов может представлять группа россыпей Тенкелийского и Чохчурского узлов; расположенных у северного подножия хребта Полоусного, в вещественном составе которых устанавливаются различия, обусловленные: 1) принадлежностью коренных источников рос-

сыпей к разным формационным типам (касситерит-кварцевому и касситерит-силикатному) и 2) различным уровнем денудационного среза отдельных рудопоявлений и рудных тел. Сходная картина наблюдается в Киргилляхском и Хонорском россыпных узлах Яно-Адычанского района, где парное расположение коренных источников касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций, расположенных в сопряженных морфоструктурах с различной интенсивностью поднятия и характеризующихся неравным денудационным срезом, проявилось как в масштабах, так и минеральном составе россыпных месторождений и проявлений.

В оловянных россыпях с продолжительной историей формирования, охватывающей несколько этапов россыпеобразования, удается улавливать также различия, обусловленные вертикальной зональностью коренного источника. В разрезе таких россыпей или при сравнении разновозрастных составных частей россыпи наблюдаются существенные изменения минерального состава, вызванные последовательным размывом все более глубоких горизонтов рудного месторождения, в результате чего нижние горизонты россыпи несут следы относительного обогащения минералами, характерными для поверхностных горизонтов коренного источника. В оловянно-вольфрамовых россыпях, образованных за счет месторождений касситерит-кварцевой формации с вольфрамитом, устанавливается значительное, иногда двух-, трехкратное обогащение вольфрамитом нижнего, миоценового пласта по сравнению с горизонтами россыпи, имеющими плейстоценовый возраст (россыпь Кербенг). Этими же причинами объясняется в основном вольфрамитовый состав плиоцен-нижнеплейстоценовой аллювиальной россыпи Омчиканди, граничащей на центральном участке месторождения с существенно оловянными современными склоновыми россыпями. Аналогичная тенденция может проявляться и в изменении содержания кристалломорфических разностей минералов, характерных для разных горизонтов рудного месторождения. Так, например, Т. М. Амичба установлено обогащение глубоких горизонтов россыпи Тенкели игольчатым касситеритом, характерным для апикальных частей рудных тел, ныне практически полностью размывших и не участвующих в питании россыпей верхнеплейстоценового-голоценового возраста.

Описанное свойство оловянно-вольфрамовых россыпей нередко бывает затуманено влиянием других факторов. Следует помнить также, что в большинстве известных, даже самых древних, россыпей запечатлены лишь поздние этапы денудации коренных источников (с миоцена), в то время как возраст срезающей их денудационной поверхности определяется как палеоцен-эоценовый, а вскрытие верхних горизонтов большинства оловянных месторождений региона произошло, по-видимому, еще в конце мела. Более поздние, миоцен-четвертичные денудационно-эрозионные процессы сосредоточены в основном по долинам или захватили склоны междуречий и привели, как правило, к локализованному на незначительной площади вскрытию глубоких горизонтов месторождений.

Рассмотренные примеры иллюстрируют пространственные различия оловянных россыпей, обусловленные особенностями строения и минерального состава коренных источников, преломленными в ходе их денудации и формирования оловоносных рыхлых отложений. Этот вид зональности, проявляющийся в первую очередь в минеральном составе россыпей и распределении суммарных запасов заключенного в них металла, мы предлагаем определять как отраженную зональность.

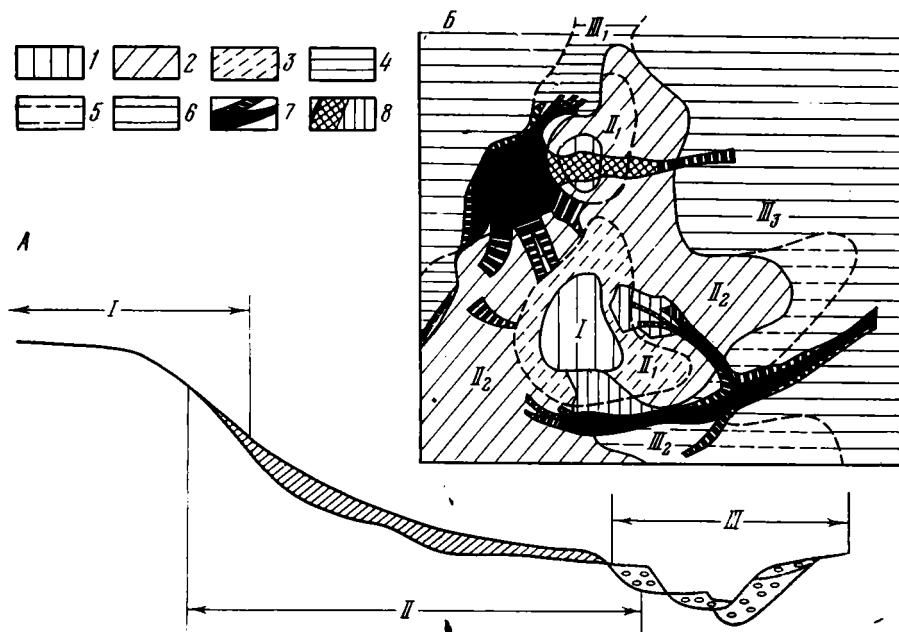
Отраженная зональность россыпей по масштабу своего проявления сохраняет исходные черты гипогенной рудной зональности и может быть региональной (пример: рудно-россыпные районы), а также наблюдаться в рамках рудно-россыпных узлов, зон и отдельных месторождений (локальная). Вместе с тем между ними нельзя поставить знак равенства,

так как это свойство россыпных месторождений зависит, как было показано выше, не только от первичных особенностей распределения полезного компонента в недрах, но в равной, а подчас и большей степени, от уровня и последовательности развития денудационного среза рудного района месторождения, рудного поля, т. е. тесным образом связано с особенностями пострудного, геоморфологического этапа развития территории.

В отличие от описанного свойства россыпей геоморфологическая зональность, обусловленная определенной пространственной последовательностью морфологических комплексов или отдельных форм рельефа с присущими им условиями высвобождения полезного компонента, его денудации и накопления, представляет свойство россыпей, существенно отличающее их от прочих скоплений рудных минералов. Геоморфологическая зональность в данном случае проявляется в: 1) распределении генетических типов россыпей; 2) фациальных различиях россыпей; 3) морфологическом их разнообразии, отражающем в сжатом виде историю развития россыпи; 4) закономерном размещении участков остаточного обогащения, транзита, концентрации, рассеяния полезного компонента.

Каждому генетическому и фациальному типу россыпей свойственны свои особенности строения и состава, обусловленные условиями высвобождения касситерита, дальностью транспортировки, динамикой его накопления и рассеяния. Наиболее распространенное сочетание генетических типов россыпей в оловоносных рудно-россыпных узлах, расположенных во внутриконтинентальных районах, показано на фиг. 1. Каждая из трех основных зон характеризуется своими чертами баланса полезного компонента. В зоне элювиально-склоновых россыпей, совпадающей с участками вершинных поверхностей, осыпными и курумовыми и курумово-солифлюкционными склонами с преобладанием резко выраженного отрицательного баланса материала (Патык-Кара, Симонов, 1970), происходит формирование россыпей остаточного обогащения («перлювий склонов» Шандера, 1966). Зона склоновых и ложковых россыпей включает участки солифлюкционных склонов с зарождающимися в их области деллями и верховьями логов, а также области склоновых шлейфов, развитых логов и конусов выноса. В ней наряду с участками отрицательного баланса господствует транзит и частичное накопление материала. Расположенные здесь россыпи обнаруживают черты остаточного обогащения (непосредственно над выходами рудных тел) или образовались за счет привноса материала с вышележащих участков склона. В зоне аллювиальных россыпей баланс полезного компонента, как было показано И. П. Карташевым (1972), тесно связан с динамическими фазами развития долин, которые в значительной мере определяют пространственное размещение зон накопления и рассеяния в россыпи. Вместе с тем протяженность и конфигурация последних непосредственно зависят от взаимоотношения долины с рудным источником. Многочисленные примеры оловянных россыпей северо-восточной Якутии свидетельствуют, что местоположение зоны концентрации в этих россыпях в общих чертах совпадает с участками рудных тел. Протяженность зоны рассеяния в зависимости от динамического состояния долины и свойств полезного компонента может колебаться от 1—2 до 5—10 км.

В пределах каждой зоны, как правило, могут быть выделены подзоны, характеризующиеся различным набором морфогенетических типов и подтипов россыпей (фиг. 2), последовательность которых в каждом конкретном случае определяется режимом развития морфоструктуры на протяжении основных этапов россыпеобразования. В частности, описанный Б. В. Рыжовым (1973) ряд от старых долин древнего цикла к зрелым и молодым долинам нового цикла выдерживается лишь на участках молодого (верхнеплейстоцен-голоценового) воздымания, захватившего

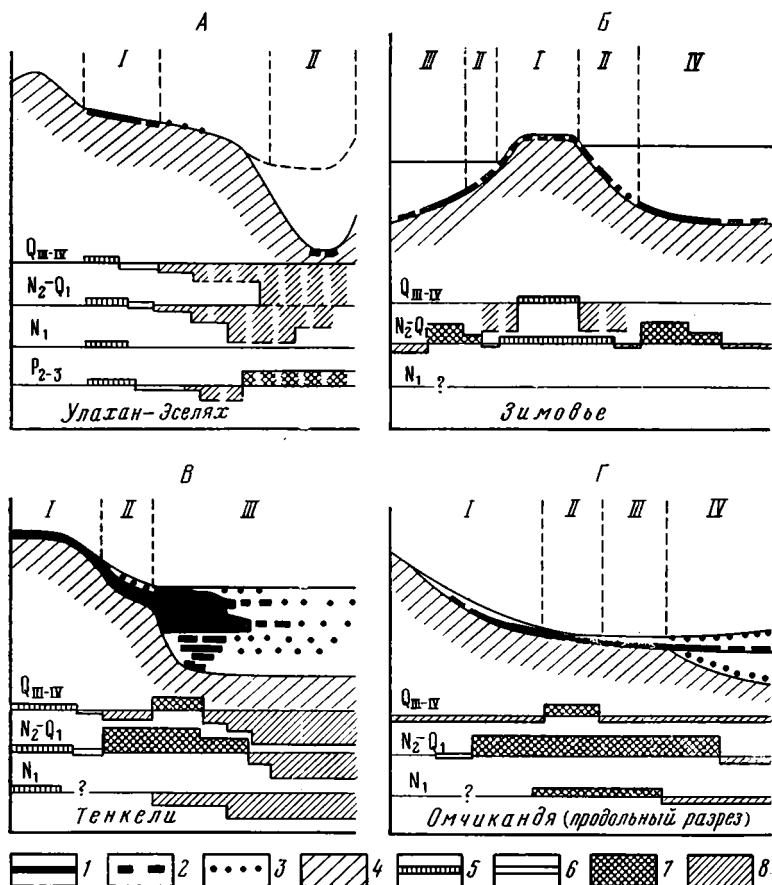


Фиг. 1. Схема локальной геоморфологической зональности оловянных россыпей в континентальных районах

А — принципиальный разрез, зона: I — элювиально-склоновых россыпей, II — склоновых и ложковых россыпей, III — аллювиальных россыпей различных морфологических типов; Б — геоморфологическая зональность в Тенкелейском россыпном узле (северо-восточная Якутия): I — зона элювиальных россыпей (I); подзоны: 2 — россыпей курумных и солифлюкционных склонов (II₁), 3 — ложковых россыпей (II₂), 4 — долинных россыпей (III₁), 5 — долинных, террасовальных россыпей и близповерхностных россыпей древних долин (III₂), 6 — погребенных и сложных многоярусных россыпей древних долин (III₃). Россыпи: 7 — аллювиальные, промышленные и непромышленные, 8 — элювиально-склоновые, промышленные и непромышленные

ранее стабильные площади и сопровождающегося регрессивно распространяющейся эрозией. В пределах характеризуемой провинции этот вид геоморфологической зональности проявлен ограниченно, например в долинах Кигилляхского массива, низовья которых энергично осваиваются эрозией, распространяющейся от рек Адыча и Туостаах. В большинстве же россыпных оловоносных узлов геоморфологическая зональность более дифференцирована и отражает сложную динамику осадконакопления в зависимости от режима развития отдельных блоков. Так, например, в Омчикандинском узле сверху вниз по долинам древние плиоцен-раннеплейстоценовые ложковые россыпи сменяются комплексом россыпей современных долин и совмещенных с ними россыпей древних тальвегов, а затем погребенными плиоцен-раннеплейстоценовыми и, возможно, более древними аллювиальными россыпями (фиг. 2, Г). В россыпях Центрально-Янского оловоносного района мы обнаруживаем другой тип геоморфологической зональности аллювиальных россыпей (сверху вниз): от долинных россыпей через сложные струйчатые россыпи, связанные с разновозрастными тальвегами в основании террасовала, к погребенным пластам.

Наконец, на фиг. 3 показана схема сложной зональности россыпей в пределах денудационно-аккумулятивных и аккумулятивных равнин. Вообще следует подчеркнуть, что в связи с широким проявлением в районе среднелейстоценовой и верхнелейстоценовой аккумуляции, захватившей не только впадины, но и распространившейся глубоко по долинам рек, смена близповерхностных ложковых, долинных и террасовых

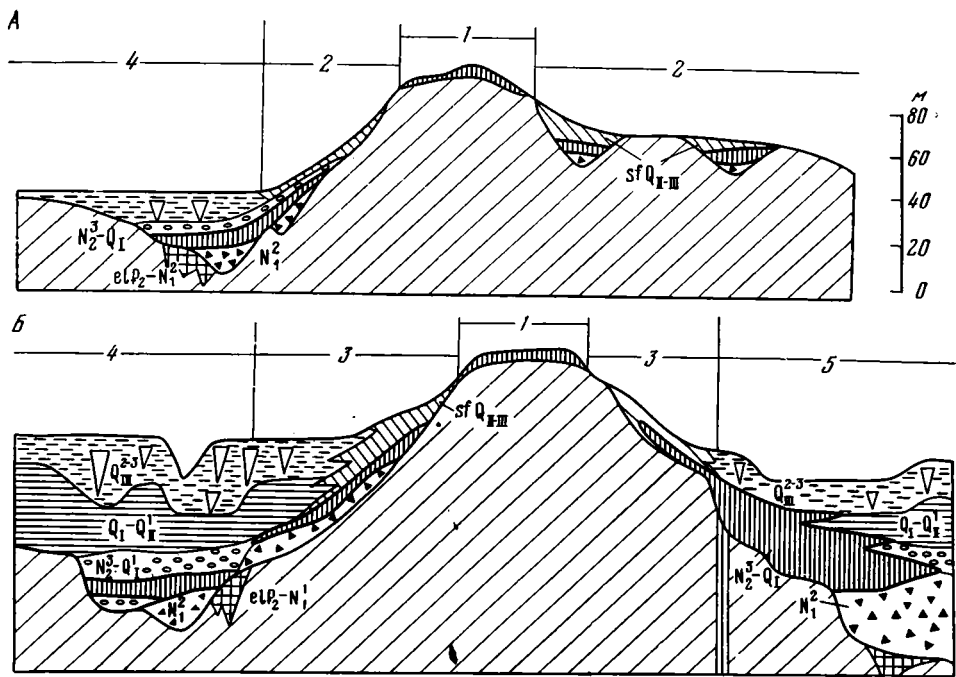


Фиг. 2. Миграция зон концентрации и рассеяния в россыпях с длительной историей формирования.

Россыпи: 1 — промышленные, 2 — непромышленные; 3 — рассеянная металлоносность; 4 — коренные породы; зоны: 5 — остаточного накопления в элювиально-склоновых россыпях, 6 — транзита, 7 — концентрации в ложковых и аллювиальных россыпях, 8 — рассеяния в аллювиальных россыпях. Зоны: А — I — элювиально-склоновых россыпей, II — аллювиальных россыпей современных долин; Б — I — поверхностных элювиально-склоновых россыпей, II — погребенных склоновых и ложковых россыпей, III — погребенных ложковых и аллювиальных россыпей, IV — погребенных аллювиальных россыпей; В — I — элювиально-склоновых россыпей, II — погребенных склоновых и ложковых россыпей, III — сложных многоярусных аллювиальных россыпей; Г — зоны: I — погребенных ложковых и аллювиальных россыпей, II — совмещенных россыпей современных долин и россыпей древних тальвегов, III — погребенных аллювиальных россыпей, IV — погребенных аллювиальных россыпей на ложном плотике

россыпей вниз по долине погребенными россыпями различных видов представляет наиболее распространенный случай пространственного размещения аллювиальных россыпей олова.

Рассматривая особенности концентрации металла в россыпях с длительной историей формирования, мы можем наблюдать миграцию в пространстве участков концентрации и рассеяния полезного компонента. Как видно на фиг. 2, Б—Г, наиболее широка зона концентрации в россыпях плиоцен-раннеплейстоценового времени; в конце плейстоцена площадь россыпеобразования в большинстве узлов значительно сокращается. Восстановление аналогичных участков в доплиоценовое время затруднено, однако в некоторых россыпных узлах можно представить



Фиг. 3. Сложная (кумулятивная) зональность оловянных россыпей в пределах денудационно-аккумулятивных (А) и аккумулятивных (Б) равнин (северо-восточная Якутия, Чохчуро-Чохурдахский район). Зоны: 1 — современных элювиально-склоновых россыпей, 2 — выведенных на поверхность древних склоновых и ложковых россыпей, 3 — погребенных склоновых и ложковых россыпей, 4 — погребенных аллювиальных россыпей, 5 — глубоких погребенных многоярусных аллювиальных и прибрежно-морских россыпей

более широкое развитие россыпей, связанных с древней поверхностью выравнивания (фиг. 2, А). Из приведенных примеров, иллюстрирующих типичные случаи развития оловоносных россыпей района, в которых запечатлены узловые моменты позднекайнозойской истории, видно, что пространственное размещение россыпей, связанных с различными генетическими типами отложений, может существенно различаться даже в пределах единого рудно-россыпного узла. При устойчивой тенденции долин к врезанию в строении россыпей будет сказываться последовательное вовлечение в сферу денудации глубоких горизонтов рудного месторождения и выпадение из сферы питания россыпи рудных тел, расположенных в верхнем ярусе склонов и на междуречье; к этому присоединяются перестройка долин, изменение конфигурации бассейна сноса, изменение режима осадконакопления. На площадях, охваченных на протяжении четвертичного периода аккумуляцией, в зависимости от уровня денудационного среза и вертикального диапазона коренного источника формируется мощная трансгрессивно построенная толща оловоносных осадков (Чохурдах, Тенкели) или же, наоборот, происходит резкое, а иногда и полное прекращение россыпеобразования (Зимовье).

В последовательной смене россыпей одного и того же этапа россыпеобразования мы можем, таким образом, установить определенный режим формирования россыпей, проявленный в размещении участков остаточного обогащения, транзита рудного материала, его концентрации и, наконец, рассеяния. В каждом случае они будут зависеть от протяженности зродурируемого участка рудного поля, общей направленности и локальных различий эрозионно-денудационных процессов, фациальных особенностей условий осадконакопления.

Пространственную последовательность размещения генетических и фациальных групп россыпей в пределах россыпного узла, связанных с

определенным этапом россыпеобразования, мы определяем как этапную зональность. Учитывая, что этапы представляют важнейшие интервалы, на которые распадается история развития россыпей региона, мы полагаем, что этапной зональности принадлежит ведущая роль в восстановлении истории формирования как оловоносных узлов, так и районов и провинций в целом. В соответствии с ритмами, на которые разбиваются отдельные этапы, в пределах россыпей иногда можно восстановить и более сложную картину зональности (например, для россыпей казанцевской и голоценовой стадии, для позднелиценских и нижнелиценских россыпей).

Возвращаясь к схеме геоморфологической зональности, предложенной Ю. А. Билибиным (1955) и использованной Б. В. Рыжовым, мы видим, что в ней отражена эволюция развития россыпей от этапа к этапу, приводящая к образованию россыпей, сформированных в несколько циклов развития долин, или соответственно несколько этапов россыпеобразования. Этот вид геоморфологической зональности мы предлагаем назвать сложной (кумулятивной) геоморфологической зональностью, поскольку она сочетает в себе черты последовательного наложения и преобразования россыпей нескольких этапов на протяжении всего кайнозойского цикла россыпеобразования. Она меняется от района к району, от узла к узлу, ибо в ней в сжатом виде запечатлены региональные и локальные черты истории развития россыпной оловоносности территории.

ВЫВОДЫ

1. В оловянных россыпях проявлена зональность двоякого рода: отраженная зональность, обусловленная преломленными в ходе денудации и осадконакопления особенностями коренных источников, и геоморфологическая зональность, вызванная определенной последовательностью морфологических комплексов и форм рельефа с присущими им условиями высвобождения и накопления полезного компонента.

2. При длительной истории формирования оба типа зональности устанавливаются и в вертикальном разрезе россыпи.

3. В геоморфологической зональности целесообразно различать этапную зональность — пространственную последовательность генетических и морфологических типов россыпей, связанных с определенным этапом россыпеобразования, и сложную (кумулятивную) зональность, сформированную в несколько этапов и сочетающую черты наложения и преобразования россыпей различного возраста.

4. Описанные свойства присущи также россыпям ближнего сноса других минеральных типов — золотым, вольфрамовым и пр.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. 2-е, М., Изд-во АН СССР, 1955.
Карташев И. Н. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., «Наука», 1972.
Кутина Я., Парк (мл.) Ч. Ф., Смирнов В. И. К понятию зональности и к соотношению между зональностью и парагенезисом. — В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 2. Прага, 1965.
Патык-Кара Н. Г., Симонов Ю. Г. Основные проблемы изучения склоновых россыпей. — В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, СВКНИИ, 1970.
Рожков И. С. Геоморфология и типы россыпей восточного склона Урала. — В сб.: Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1. М. — Л., 1948.
Рыжов Б. В. О геоморфологической зональности россыпей золота, касситерита и горного хрусталя в связи с их поисками и разведкой. — В кн.: Вопросы географии, сб. 92. М., «Мысль», 1973.
Ульст В. Г. Фациальные типы россыпей прибрежной части шельфа. — В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, СВКНИИ, 1970.
Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.
Шукин И. С. Общая геоморфология, т. I. Изд. 2-е (доп.). М., Изд-во МГУ, 1960.

Дата поступления
11.V.1975

УДК 553.068.5

**О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛОВ
ПРИБРЕЖНЫХ ТИТАНОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ
ПО СКОРОСТИ ПАДЕНИЙ В ВОДЕ И КРУПНОСТИ ЗЕРЕН**

И. Ф. КАШКАРОВ, Ю. А. ПОЛКАНОВ

В статье рассматривается зависимость между типами титаноносных россыпей, а также скоростью падения и крупностью минералов. Описываются результаты лабораторных экспериментов, посвященных разделению минералов по скорости падения.

Исследование песчаного материала, в том числе и титаноносных песков, обычно сопровождается изучением минерального состава и распределения отдельных минералов по классам крупности. Это позволяет получить ряд важных статистических и технологических характеристик. Статистические параметры, полученные при изучении гранулометрического состава, позволяют охарактеризовать однородность материала по крупности, судить о некоторых генетических особенностях россыпей (Рухин, 1947). Минералогический и гранулометрический состав определяют пригодность песков в различных отраслях техники, возможность применения тех или иных методов и аппаратов при разработке и механическом обогащении и т. д.

Характерной особенностью титаноносных россыпей является формирование в условиях интенсивной природной гидравлической сортировки песчаного материала (Малышев, 1957; Момджи, 1960). При этом происходит разделение минеральных зерен по скорости падения. Вероятность выпадения из взвеси равнопадающих (с равной скоростью падения) зерен одинакова, независимо от их состава, плотности, формы и т. д. Поэтому, если рассматривать песчаный материал россыпи как осадок, выпавший из взвеси минеральных зерен в определенных гидродинамических условиях, то главным признаком статистической совокупности минеральных зерен является именно скорость падения.

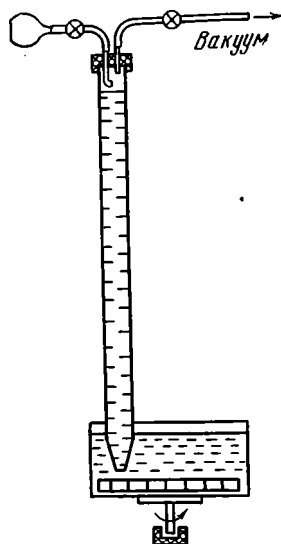
Очевидно, что для оценки условий образования и для более полной характеристики подобных россыпей кроме гранулометрического состава необходимо изучать распределение материала по скорости падения, как признаку, характеризующему процесс гидравлической сортировки.

Ниже приводятся результаты изучения распределения минеральных зерен титаноносных песков по крупности и скорости падения в воде.

МЕТОДИКА

Распределение минеральных зерен титаноносных песков по скорости падения и крупности изучалось на пробах различных месторождений, отличавшихся гранулометрическим составом и содержанием тяжелой фракции. Легкая фракция всех проб была представлена кварцем, тяжелая — измененным ильменитом, рутилом, цирконом, дистеном, силлиманитом, ставролитом, турмалином и некоторыми другими минералами.

Пески предварительно очищались от шлама. Узкие фракции по крупности и скорости падения выделялись как из зернистой части всей пробы, так и из легкой и тяжелой фракций в отдельности. Узкие классы крупности получали рассевом на стандартном наборе сит на механическом встряхивателе. Распределение материала по скорости падения изучали на специально изготовленном приборе (фиг. 1). Он представлял собой вертикально установленную стеклянную трубу диаметром 70 и высотой 2550 мм. Верхний конец трубы закрыт крышкой с резиновым шлангом и соединен с вакуум-насосом, а нижний опущен в сосуд с водой. По краям дна сосуда были установлены приемники так, что один из них находился под нижним срезом трубы.



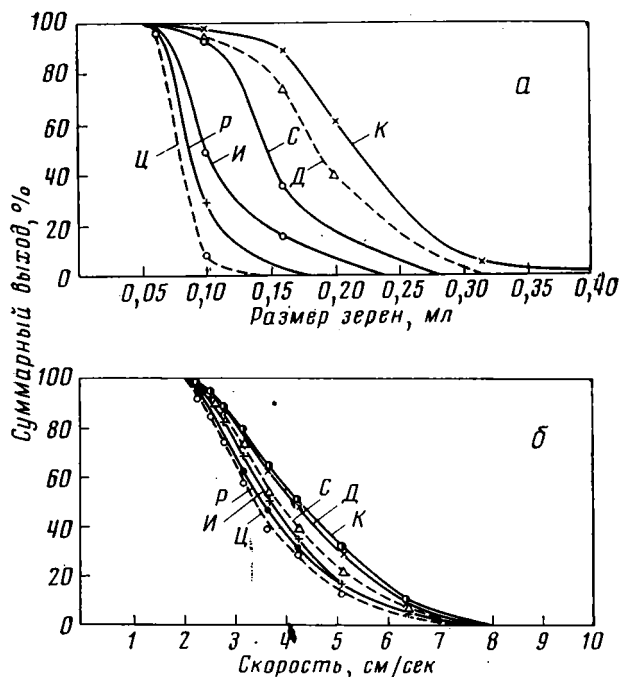
Фиг. 1. Схема установки для выделения из песчаного материала узких классов по скорости падения

Классы с определенной скоростью падения выделяли следующим образом. С помощью вакуум-насоса трубу заполняли водой до определенной метки. Проба, смоченная водой, порциями по 5—10 г вводилась резиновой грушей через патрубок в верхнюю часть трубы. В момент введения материала включался секундомер. Затем через определенные интервалы времени сменялись с помощью поворотного механизма приемники, установленные под нижним срезом трубы. После выпадения всех зерен восстанавливалось первоначальное положение приемников, вводилась новая порция материала и т. д. В каждом приемнике по окончании опыта оказывались зерна с определенной скоростью падения. Фракции взвешивались и подвергались соответствующему изучению. Скорость падения частиц рассчитывали, зная путь и время падения. Расхождения в выходе отдельных классов при повторных опытах не превышали 3—5% относительных.

ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НА ГРАФИКЕ ХАРАКТЕРИСТИК КРУПНОСТИ И КРИВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО СКОРОСТИ ПАДЕНИЯ ЗЕРЕН МИНЕРАЛОВ, ОТЛИЧАЮЩИХСЯ ПЛОТНОСТЬЮ

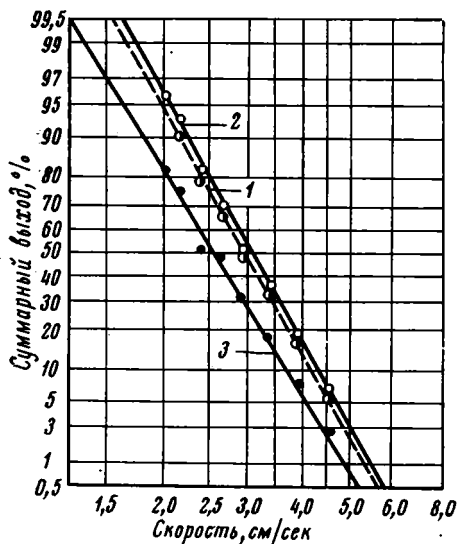
Суммарные характеристики крупности (Андреев и др., 1959) зерен минералов одной из титаноносных россыпей представлены на фиг. 2, а. Подобные характеристики получены и для многочисленных проб аналогичных месторождений (Кашкаров, Полканов, 1966). Для всех проб характеристические кривые крупности отдельных зерен минералов располагаются в определенном порядке в зависимости от плотности минералов. Кривая, характеризующая крупность минерала с наибольшей плотностью (циркона), занимает крайнее левое положение (область малых размеров), а кривая крупности зерен минерала с наименьшей плотностью (кварца) — крайнее правое положение. Характеристики крупности минералов промежуточной плотности расположены между этими кривыми также в определенной последовательности. Эта особенность, свойственная хорошо отсортированным россыпям, наиболее четко проявляется у титаноносных песков прибрежно-морского происхождения.

Зерна всех минералов укладываются в одни и те же пределы по значению скорости падения (фиг. 2, б). Совпадение пределов скорости падения и близкий характер кривых распределения зерен разных минералов указывает на то, что либо в исходном материале, из которого формировалась россыпь, зерна всех минералов подчинялись одному и тому же

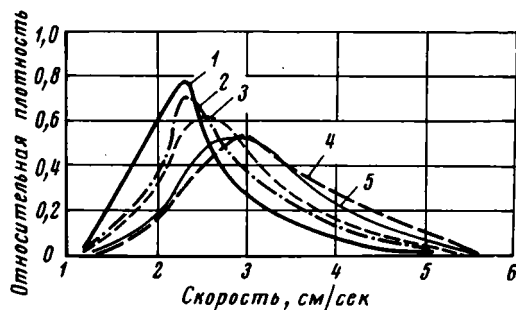


Фиг. 2. Распределение по крупности (а) и по скорости падения (б) зерен минералов одной из россыпей
 ц — циркон; р — рутил; и — ильменит; с — ставролит;
 д — дистен; к — кварц

закону распределения по скорости падения, либо они выделены из совокупности неоднородных зерен многократной гидравлической сортировкой. Если бы определяющим фактором был исходный состав материала, то вряд ли наблюдалось бы закономерное положение на графиках кри-



Фиг. 3. Распределение зерен по скорости падения в логарифмически-вероятностной системе координат
 1 — исходная проба; фракция: 2 — легкая (кварц), 3 — тяжелая



Фиг. 4. Плотность распределения зерен тяжелых минералов по скорости падения
 1 — циркон; 2 — рутил; 3 — измененный ильменит; 4 — ставролит; 5 — дистен с силлиманитом

вых распределения зерен по скорости падения (фиг. 3) и изменение средневзвешенной скорости падения с изменением плотности минералов (Кашкаров, Полканов, 1966). Следовательно, отмеченные закономерности обусловлены в основном гидродинамическими условиями образования россыпи.

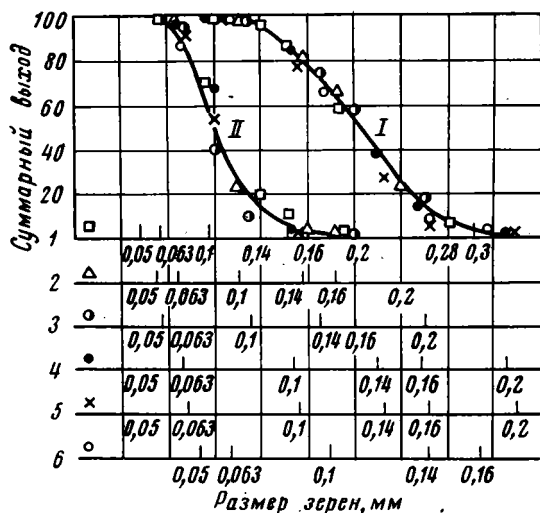
Одной из причин закономерного положения кривых распределения и уменьшения средневзвешенной скорости падения зерен с уменьшением плотности минерала может быть сегрегация песчаного материала. Наиболее благоприятные условия для сегрегации имеют место тогда, когда песчаный материал периодически находится во взвешенном состоянии. Такое состояние воспроизводится в естественных условиях в любом турбулентном потоке, и особенно волноприбойной деятельностью водоема.

Второй причиной отмеченной закономерности может быть то, что природная гидравлическая классификация материала происходила в среде с большей, чем у воды, плотностью, например в растворах солей или в глинистых суспензиях.

Характерно, что суммарные кривые распределения зерен по скорости падения, построенные в логарифмически-вероятностной системе координат, выравниваются в прямую линию (фиг. 4). Это свидетельствует о подчинении их логарифмически-нормальному закону распределения.

СОВМЕСТИМОСТЬ КРИВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО КРУПНОСТИ ЗЕРЕН РАЗНЫХ МИНЕРАЛОВ

Ранее отмечалось, что кривые распределения зерен разных минералов по скорости падения в исследованных пробах мало отличаются друг от друга, и с некоторым допущением можно считать, что исследованные



Фиг. 5. Совместимость суммарных кривых крупности зерен разных минералов

I — кварц; 2 — дистен с силлиманитом; 3 — ставролит; 4 — ильменит; 5 — рутил; 6 — циркон; I, II — месторождения

пробы представлены гидравлическими классами с одинаковым распределением зерен разных минералов по скорости падения.

Скорость падения зерна зависит от его размеров. Так как в области действия какого-либо одного закона сопротивления среды отношение размеров равнопадающих зерен есть величина постоянная, то при одинаковом распределении зерен различных минералов по скорости падения

положению на графике кривой распределения зерен по диаметру одного минерала соответствуют определенные положения кривых других минералов.

На фиг. 5 нанесены опытные точки суммарного выхода по весу зерен разных минералов в зависимости от размера зерен проб песков двух месторождений. При построении графика для одного минерала, в данном случае для кварца, по оси размеров масштаб выбирался произвольно. Для других минералов он выбирался так, чтобы для всех минералов размеры зерен, которым соответствует выход 50% (медианные размеры), лежали на одной вертикальной линии графика. Как видно из фигуры, опытные точки для всех минералов ложатся на одну кривую как для одного, так и для другого месторождения. Таким построением мы как бы совместили кривые распределения по крупности зерен всех минералов данной россыпи.

Поскольку характеристики крупности при соответствующем построении совмещаются, то, очевидно, можно построить кривые распределения зерен по крупности для всех минералов по известному положению кривой для одного какого-либо минерала. При этом надо знать только относительное смещение точек кривых по оси размеров зерен, т. е. во сколько раз следует увеличить или уменьшить размер зерна минерала, характеристика крупности которого известна, чтобы получить для другого минерала размер зерна, которому соответствует такой же выход. По данным фиг. 5, это смещение таково:

	Относительно кварца (разделить)	Относительно циркона (умножить)
Циркон	1,92	1,00
Рутил	1,69	1,14
Ильменит	1,64	1,17
Ставролит	1,32	1,45
Дистен с силлиманитом	1,24	1,55
Кварц	1,00	1,92

Сравнение смещения суммарных кривых распределения по крупности различных минералов относительно кривой для циркона со значениями относительных диаметров равнопадающих зерен (коэффициентов равнопадаемости) показывает, что эти величины одного порядка. Это говорит о возможности использования коэффициента равнопадаемости при графическом переходе от суммарной кривой распределения зерен по крупности одного минерала к аналогичным кривым других минералов. С другой стороны, по положению на графике суммарных кривых распределения зерен разных минералов легко найти коэффициент равнопадаемости как частное от деления медианных размеров зерен. Приводим относительные диаметры равнопадающих зерен минералов титаноносных россыпей: циркон 1,00; рутил 1,14; ильменит измененный 1,175; ставролит 1,37; дистен с силлиманитом 1,45; кварц 2,17.

Таким образом, при исследовании титаноносных россыпей можно перейти от характеристики гранулометрического состава одного минерала к аналогичной характеристике другого, не прибегая к трудоемкому определению минералогического состава узких классов крупности.

В заключение отметим, что песчаный материал титаноносных россыпей прибрежного происхождения обычно хорошо отсортирован по крупности зерен и представлен сравнительно узким гидравлическим классом. Общим признаком статистической совокупности разнородных зерен проб этих россыпей является скорость падения. Опытные данные, характеризующие распределение зерен разных минералов по скорости падения и крупности, позволяют вскрыть закономерные связи между статистическими параметрами разнородных по плотности минералов и ответить на некоторые вопросы, связанные с происхождением и технологической

оценкой россыпей. В связи с этим изучение распределения песчаного материала по скорости падения приобретает практическое значение и наряду с изучением гранулометрического состава должно быть особым предметом исследования титаноносных россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев С. Е., Товаров В. В., Перов В. А.* Закономерности измельчения и исчисление характеристик гранулометрического состава. М., Металлургиздат, 1959.
- Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* Физические свойства минералов титано-циркониевых песков и возможность их использования для решения некоторых генетических вопросов.— В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., «Наука», 1966.
- Мальшев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Момджи Г. С.* Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, IV, Россыпи. М., Госгортехиздат, 1960.
- Рухин Л. Б.* Гранулометрический метод изучения песков. Л., Изд-во ЛГУ, 1947.

ИМР,
Симферополь

Дата поступления
17.II.1972

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ УРАНА В ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОСФОРИТАХ ЖЕЛВАКОВОГО ТИПА

И. Г. БЕРЗИНА, М. И. КАРПОВА, Р. Ш. ХАРИТОНОВА

Приводятся результаты изучения пространственного распределения урана методом f -радиографии в фосфоритоносных отложениях Вятско-Камского месторождения. Установлено, что уран в фосфоритах помимо фосфатного вещества приурочен частично к глаукониту. Во вмещающих толщах основным минералом-фиксатором урана является глинистый материал. На основании экспериментальных данных авторы приходят к выводу, что концентрация урана в процессе фосфатогенеза в значительной степени зависит от природы и свойств минералов-фиксаторов и от его перераспределения в донных осадках на разных стадиях диагенеза.

Одним из наиболее интересных и постоянных геохимических спутников фосфора является уран. Факт повышенной радиоактивности фосфоритов известен давно и широко используется в практике при поисках и разведке фосфоритовых месторождений. Многочисленными исследованиями ураноносности фосфоритов во всем мире (Близковский, Смирнов, 1966; Евсеева, Перельман, 1962; Коченов и др., 1973; Мак-Келви, 1958; Наумов и др., 1963; Рожкова и др., 1959; Серебрякова, Разумная, 1962; Холодов, 1963; Ченцов, 1956) установлено, что содержание урана в них изменяется в очень широких пределах — от десятых долей процента до значений, близких к кларковому содержанию в осадочных породах.

Процесс обогащения фосфоритов ураном очень сложен, и механизм его до конца не раскрыт. До сих пор дискуссионными являются вопросы о причинах колебания содержания урана в фосфоритах, о специфических особенностях парагенеза урана и фосфора в зависимости от физико-химической обстановки бассейна осадконакопления и др.

Значительный теоретический и практический интерес представляет выяснение взаимосвязи урана с фосфатами кальция и другими компонентами фосфоритов и закономерностей поведения урана в процессе фосфатогенеза. Ранее проведенные исследования ураноносности фосфоритов основывались обычно на радиохимическом и радиометрическом методах, которые не могут дать однозначного ответа на поставленные вопросы.

В связи с этим авторами настоящей статьи применен метод f -радиографии (Берзина и др., 1967) — прямой метод, позволяющий выявлять пространственное распределение урана в фосфатоносных породах различного состава, основных петрографических разностях фосфоритов и слагающих их минералах.

Метод f -радиографии основан на регистрации твердыми детекторами осколков деления урана, образующихся в результате (n, f)-реакции при облучении исследуемого объекта в потоке нейтронов реактора. Методика выявления пространственного распределения урана в минералах и горных породах кратко заключается в следующем. К исследуемому объекту, приготовленному в виде непокрытого шлифа или аншлифа, вплотную

прикладывают твердый детектор (например, лавсан). Пакет, состоящий из шлифа и детектора, облучают в тепловом канале реактора, где под действием нейтронов в образце происходит деление ядер урана, в результате которого с определенной вероятностью образуются два осколка деления, летящих по одной прямой в разные стороны, обладающих большой энергией и создающих в окружающем веществе нарушения его структуры (треки). Осколки деления урана, вылетающие из приповерхностного слоя вещества, достигают прилегающего к образцу во время облучения детектора, создавая и в нем дефекты структуры.

После облучения детектор отделяют от исследуемого объекта и подвергают избирательному химическому травлению (режим травления лавсана: 40% КОН, 60° С, 20 мин.).

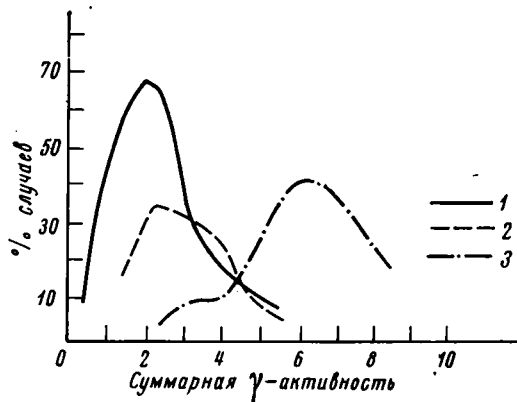
В результате травления треки становятся видимыми в оптическом микроскопе при увеличениях в 100—200 раз и имеют вид коротких штрихов, плотность которых зависит от величины нейтронного потока. Число треков в поле зрения микроскопа можно менять (в зависимости от выбранного нейтронного потока) от единичных до такой плотности, когда общая совокупность треков сливается в один тон почернения.

Степень почернения детектора в разных местах шлифа (при данном потоке нейтронов) пропорциональна микро содержанию урана и может служить качественной информацией о местоположении урана в исследуемом объекте. Для этого изучаемый шлиф (аншлиф) сопоставляют на микроскопе сравнения или путем наложения с протравленным детектором и выявляют приуроченность урана к определенным участкам шлифа. Таким образом, методом f -радиографии можно выявлять пространственное распределение урана в исследуемом объекте и определять его приуроченность к тем или иным минеральным формам, микродефектам, трещинам и т. д. Концентрация урана в данном микроучастке может быть рассчитана по соответствующим формулам (Берзина и др., 1967).

В данной статье в качестве объекта исследования распределения урана в фосфоритах выбрано одно из крупнейших месторождений фосфоритов Европейской части СССР — Вятско-Камское.

Как показали предварительно проведенные массовые отборочные исследования, суммарная γ -активность фосфоритов этого месторождения определяется их петрографическим составом. Для исследования распределения урана были выбраны петрографические разновидности фосфоритов с наиболее ярко выраженными различиями по их суммарной γ -активности.

Фосфоритоносные отложения этого месторождения, минералого-петрографически изучены нами более чем в 200 прозрачных шлифах и аншлифах. Ряд образцов выборочно подвергался радиохимическому анализу на содержание U, Th, Ra. В подавляющем большинстве случаев повышенная радиоактивность соответствовала урану. Из кривых распределения величин радиоактивности, приведенных на фиг. 1, видно, что максимальной радиоактивностью обладают глинистые монофосфатные



Фиг. 1. Вариационные кривые распределения радиоактивности желваковых фосфоритов Вятско-Камского месторождения

1 — песчаные фосфориты (содержание P_2O_5 16,0—17,5%); 2 — песчано-глинистые фосфориты (содержание P_2O_5 18—23%); 3 — глинистые (монофосфатные) фосфориты (содержание P_2O_5 23—31%)

фосфориты (т. е. разности с наиболее высоким содержанием P_2O_5), минимальной — песчаные. Большой размах вариационных кривых радиоактивности при довольно узких колебаниях содержания P_2O_5 позволяет ожидать, что носителем урана в фосфоритах (при наличии прямой зависимости повышенной радиоактивности от содержания урана) является не только фосфатное вещество.

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ФОСФОРИТОВ

По классификации Б. М. Гиммельфарба (1965), Вятско-Камское месторождение является морским, платформенным, желвакового типа. Вопросы стратиграфической приуроченности, геологического строения, условий формирования продуктивной толщи достаточно подробно освещены в ряде работ (Казаков, 1926; Бушинский, 1936; Четыркина, Шугин, 1932; Полянин и др., 1973).

В геологическом строении Вятско-Камского месторождения принимают участие юрские и меловые отложения. В основании фосфоритоносных отложений залегают известковистые глины, мергели верхневолжского подъяруса верхней юры с рассеянными конкрециями фосфоритов. Продуктивная толща приурочена к отложениям валанжинского яруса нижнего мела. Она состоит из трех-четырех прослоев фосфоритов мощностью от 0,2 до 1,2 м, заключенных в серовато-зеленых кварц-глауконитовых мелкозернистых песчаниках. Желваки фосфоритов отличаются разнообразной неправильной формой, шероховатой, иногда гладкой поверхностью. Размеры их колеблются от 1 до 20 см в диаметре. Состав фосфоритовых конкреций в основном песчано-глинистый кварц-глауконитовый, в меньшей степени глинистый — монофосфатный и песчаный глауконитовый (таблица). Основная масса глинистых монофосфатных фосфоритов находится в нижнем фосфоритовом слое и является переотложенной из верхнеюрских отложений. Перекрывающие фосфоритовую толщу отложения представлены безызвестковистыми темно-серыми, почти черными глинами готерив-барремского ярусов нижнего мела.

Главными породообразующими минералами фосфоритов и вмещающих их пород являются фосфат, глауконит, кварц, глинистые минералы, кальцит (см. таблицу). Подчиненное значение имеют пирит, сидерит, опал, редкие зерна полевых шпатов, обломки кварцита, чешуйки слюд, единичные зерна акцессорных минералов. В последующем изложении основное внимание будет уделено породообразующим минералам, в особенности фосфату, глаукониту и глинистому материалу — наиболее вероятным концентраторам урана в фосфоритах.

Фосфат (60—90%) — основной породообразующий минерал фосфоритов — служит обычно цементом обломочного и глауконитового материала. В основной массе он присутствует в скрытокристаллической первично коллоидальной модификации, в которой постоянно наблюдаются участки с микрозернистой структурой. Последняя обнаруживает явные признаки метаколлоидной природы. Фосфатное вещество в проходящем свете окрашено в желтовато-коричневый цвет различной интенсивности, обусловленной тонкодисперсной примесью глинистого материала, органического вещества, гидроокислов железа. Усиление окраски связано, как правило, с повышением содержания коричневатого-бурого битумного вещества (Полянин и др., 1973), иногда бурых гидроокислов железа. В резко подчиненном количестве в фосфоритах наблюдается кристаллический радиально-лучистый фосфат, образующий корочки крустификации на поверхности зерен и на стенках пустот. Это более поздняя генерация фосфата, возникающая в результате циркуляции фосфатсодержащих растворов в уже сформировавшемся теле конкреции.

Петрографические разновидности фосфоритов и минералогический состав (по шлифам), %

Номер образца	Петрографические разновидности фосфоритов и пород	Геологический возраст	Фосфат	Кварц	Глауконит	Пирит	Опал	Кальцит	Прочие глинистые
1/3 А	Фосфорит песчано-глинистый, кварц-глауконитовый	K ₁ v	55—60	10	25—30	3—5	2—3	2—5	1—2
1/3 В	То же	»	50—55	15—20	25	2—3	—	1—2	—
6/1	Фосфорит глинистый монофосфатный	»	75—80	5—10	10—15	3—5	—	1—2	1—2
5/4	Мергель	I ₃ v	2—3	3—4	8—10	1—2	—	60	20
2/1	Фосфорит песчано-глинистый, кварц-глауконитовый	K ₁ v	65—70	15—10	20	5—7	1—2	2—3	—
3/2	Мергель	I ₂ v	3—4	20	10—7	—	—	70	—
4/3	Фосфорит песчано-глинистый, кварц-глауконитовый	K ₁ v	65—70	10—15	20—25	2—3	—	1—2	—
3/4	То же	»	60—65	10—15	20—25	5	5—7	1—2	—
6	»	»	60—65	12—15	20—25	5—7	3	3	—
4/2	Фосфорит глинистый, монофосфатный	»	75—80	5—7	10—12	3	—	—	—
5/2а	Алеврит кварц-глауконитовый	I ₃ v	5	15—20	25—30	3—5	—	—	40—50
3/5	Фосфорит песчано-глинистый, кварц-глауконитовый	K ₁ v	60—65	20—25	20—25	4—5	—	—	—
1/3 Б	То же	»	60—65	15	20	4—3	1—2	2—3	—
4	Фосфорит песчаный, глауконитовый	»	55—60	5	30—35	5	—	1—2	—
3	Фосфорит глинистый, монофосфатный	»	85—90	5	Ед. з.	1	3	5—6	—
5/1	Глина слабоалевритовая	K ₁ hb	1—2	10—12	2—3	1—2	—	—	80

Основную фосфатную массу часто пронизывают точечные, неправильные стяжения пирита, свидетельствующие о слабовосстановительной обстановке среды минералообразования. Пирит развивался в конкрециях фосфорита в течение всего времени их формирования, неоднократно при этом перераспределяясь. После завершения формирования конкреций пирит заполнял секущие их трещинки.

Глауконит (8—35%) является постоянным спутником фосфата и основной составной частью кварц-глауконитовых песков. Форма его выделения обычно зернистая, изредка пигментная или пластинчато-спайная. Зерна глауконита имеют микроагрегатное строение. Они окрашены в зеленый цвет различных оттенков — травянисто-зеленый, редко бледно-зеленый с синеватым оттенком и темно-зеленый. Обычно внутренняя часть окрашена в более бледные тона по сравнению с периферической.

Подавляющая часть зерен глауконита изменена — затронута процессами обохривания, пиритизации или фосфатизации. В результате обохривания глауконит становится бурым, пятнисто-бурым. Фосфат проникает в зерна глауконита обычно по клиновидным трещинкам усыхания. Замещение глауконита пиритом начинается чаще всего с периферии зерен, постепенно захватывая их внутренние части. Иногда пирит наблюдается только внутри зерен или тонко рассеян в них.

Кварц (2—25%) является обломочным породообразующим минералом песчаников, алевролитов и фосфоритов. Он представлен угловатыми и угловато-окатанными зернами неправильной формы. Зерна кварца довольно чистые, бесцветные, иногда с волнистым угасанием.

Глинистые минералы (1—80%) являются породообразующими для глин и в меньшей степени мергелей, песчаников, алевролитов. По данным рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и термического анализов, они имеют монтмориллонит-гидрослюдистый состав. В фосфоритах на глинистый материал приходится не более 2—3%.

Кальцит (1—60%) составляет основную часть породы в мергелях. В фосфоритах он наблюдается лишь в виде пелитоморфной примеси к основной фосфатной массе и отдельных тонко-мелкозернистых агрегатных скоплений.

Гидроокислы железа образуют сгустки, хлопья, разводы. Часто они развиваются по зернам глауконита.

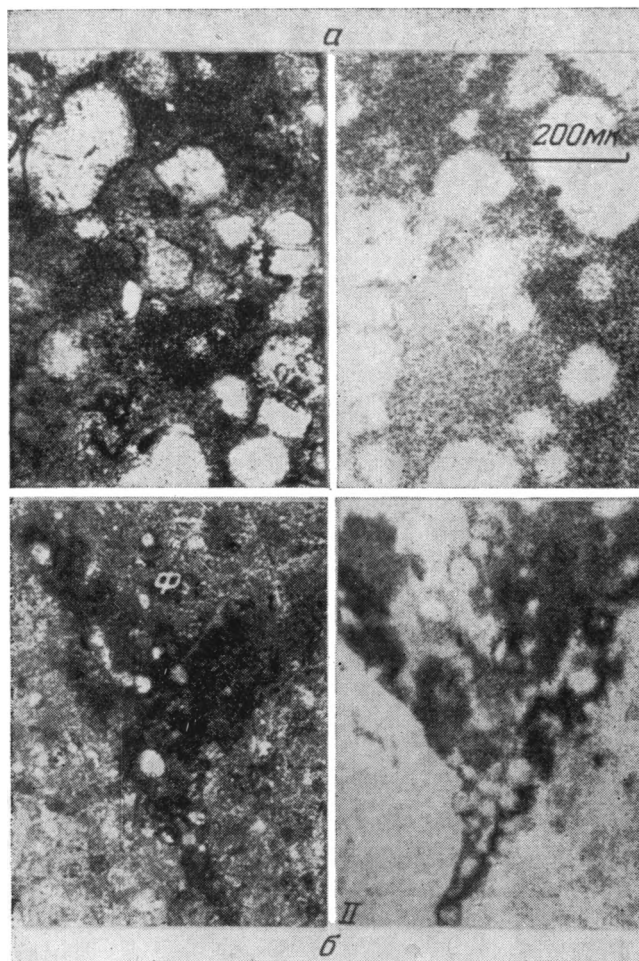
ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Закономерности распределения и поведения урана изучались: а) в основных петрографических разновидностях фосфоритов и слагающих их минералах и б) в различных типах вмещающих пород и породообразующих минералах.

Фосфориты. Как указывалось выше, по данным радиохимического анализа, активность изученных фосфоритов обязана присутствию в них урана. Концентрация Th не превышает кларковых, а Ra — в пределах равновесных.

Исследования фосфоритов методом f -радиографии показали, что распределение в них урана зависит от их минералого-петрографических особенностей. Основные петрографические разновидности фосфоритов четко различаются по характеру распределения в них урана. В глинистых монофосфатных разностях уран распределяется (в пределах разрешения метода f -радиографий) относительно «равномерно», в песчано-глинистых кварц-глауконитовых — более сложно, пятнисто.

Проведенными исследованиями обнаружено, что во всех изученных разностях фосфоритов основным концентратором урана является фосфатное вещество (фиг. 2, а). Это согласуется с данными минералого-геохимических исследований.



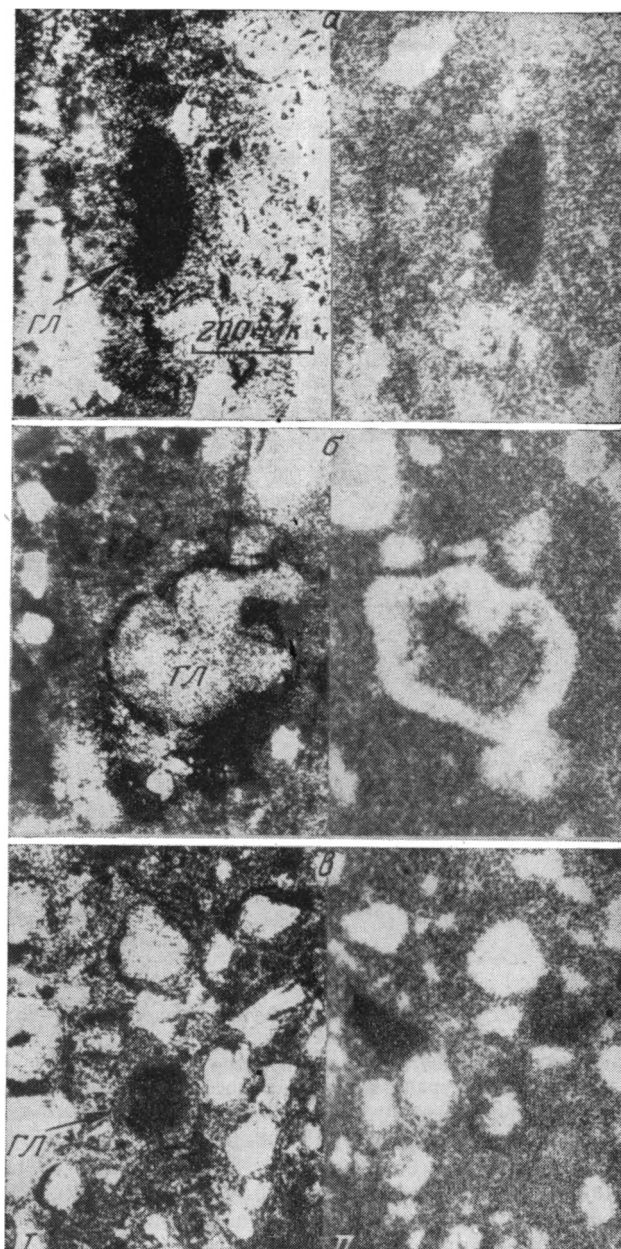
Фиг. 2. Распределение урана в фосфатном веществе (I — шлиф, II — детектор)

а — фосфатное вещество — концентратор урана; б — увеличение концентрации урана в участках фосфатного вещества (Ф) с повышенной тонкодисперсной примесью органического вещества

Детальное изучение данных f -радиографии показало, что при относительно равномерном распределении урана в фосфатном веществе обычно наблюдается увеличение его концентраций в ~ 20 раз в участках с повышенной тонкодисперсной примесью органического вещества (фиг. 2, б).

Установлено также, что помимо фосфатного вещества уран фиксируется и в глауконите (фиг. 3). Из общего числа изученных зерен глауконита около 10—12% содержали уран. Урансодержащими являются как измененные, так и неизмененные зерна глауконита. Ведущая роль принадлежит измененному глаукониту, большей частью пиритизированному (см. фиг. 3, а, в).

Максимальное соотношение урана в зернах пиритизированного глауконита и фосфата составляет 2,5 : 1,5. На изучавшихся зернах глауконита наблюдались следующие формы пространственного распределения урана: а) уран, рассеянный по всему зерну глауконита (см. фиг. 3, а); б) локализация урана в центральной части зерен (см. фиг. 3, б); в) ло-

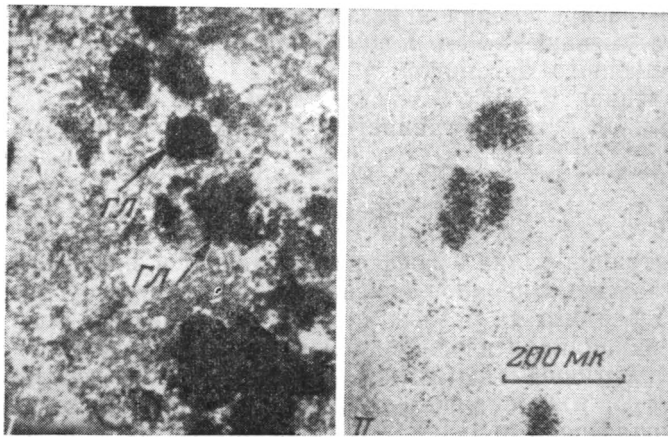


Фиг. 3. Распределение урана в зернах глауконита (I — шлиф, II — детектор)

a — зерно пиритизированного глауконита (*гл*) с рассеянным по всему зерну ураном; *б* — зерно глауконита (*гл*) с повышенной концентрацией урана внутри зерна, *в* — зерно глауконита (*гл*) с повышенной концентрацией урана на периферии зерна

кализация урана в периферической части и окаймление зерен глауконита (см. фиг. 3, *в*). Две последние формы в изученных образцах преобладают.

Вмещающие породы. Распределение урана во вмещающих породах неодинаково. В глинах, алевролитах и песчаниках уран приуро-



Фиг. 4. Распределение урана в мергелях с глауконитовыми зернами (гЛ) (I — шлиф, II — детектор)

чен к глинистому минералу, а в мергелях — к отдельным зернам глауконита, как правило, измененным (слабо обохренным и фосфатизированным) (фиг. 4), или стяжениям фосфатного вещества в основной глинисто-кальцитовой массе. Для глин характерна «равномерно» рассеянная форма нахождения урана, для песчаников и алевролитов — неравномерная.

Таким образом, из приведенных выше данных видно, что основным носителем урана в фосфатах и фосфатоносных породах продуктивной толщи Вятско-Камского месторождения является фосфатное вещество, в меньшей степени — глауконит и глинистые минералы.

Наблюдаемое пространственное распределение урана в фосфоритоносных отложениях Вятско-Камского месторождения можно объяснить, видимо, исходя из следующих соображений, отображающих условия осадконакопления изученных в настоящей работе фосфатов. Формирование фосфоритов происходило в иловых донных средах при умеренных или слегка повышенных рН в неустойчивой восстановительно-окислительной обстановке, о чем свидетельствует минералогическая ассоциация фосфата с глауконитом, кальцитом, пиритом. В составе илового слоя, содержащего в большом количестве коллоидный фосфат, алюмо-железо-кремнистые гели глауконита, окислов железа, кальцита и др., происходило интенсивное разложение органического вещества, что способствовало локальному изменению рН вокруг гниющих остатков организмов в сторону более кислых значений. Это вызывало растворение кальция и железа и приводило к осаждению фосфатов в этих участках. Понижение рН иловых вод в фосфатсодержащих осадках, обогащенных органическим веществом, вызывает энергичную сорбцию урана фосфатом кальция (Жоченов и др., 1973). Уран захватывался из иловых донных сред фосфатными и органическими коллоидами и, по-видимому, гелями гидроокислов железа в самые начальные стадии диагенеза осадка.

Неравномерность физико-химических параметров в осадке обуславливала интенсивное диагенетическое перераспределение фосфата вместе с сорбированным ураном. Фосфатное вещество стягивалось в конкреции. В процессе дифференциации коллоидных осадков с образованием гетерогенных коллоидных сред происходила некоторая сорбция урана глауконитом (неизмененные зерна со сплошной формой накопления урана) и пелитовым глинистым материалом фосфоритов. В стадию более позднего зрелого диагенеза перераспределение урана в еще не совсем консолидированном теле конкреции продолжалось, о чем свидетельствует сложный

характер его распределения в различной степени измененных зернах глауконита и уменьшение его концентрации в основной массе фосфата, слабо обогащенного органикой.

Во вмещающих толщах основное накопление урана было связано с сорбционными свойствами глинистых минералов в процессе осадконакопления.

ВЫВОДЫ

1. Концентрация урана в фосфоритах зависит в значительной мере от природы и свойств минералов-фиксаторов, а также от перераспределения его в донных осадках на разных стадиях диагенеза. В основной своей массе уран накапливался одновременно с фосфатным веществом с последующим энергичным совместным диагенетическим перераспределением. В момент соосаждения фосфата и урана определенная, по-видимому, катализирующая роль принадлежала органическому веществу.

2. Кроме фосфатного вещества, дополнительным носителем урана являлся глауконит, захватывающий уран как в наиболее раннюю стадию диагенеза осадка, так и на заключительных его этапах.

3. Во вмещающих породах ведущим фактором в накоплении урана являлось соосаждение с глинистыми минералами. Диагенетическое перераспределение урана здесь было выражено слабо.

4. Изучение и выявление закономерности пространственной приуроченности урана к основным минералогическим компонентам фосфоритов может позволить в дальнейшем выяснить причины нарушения коррелятивных связей U и P_2O_5 , имеющих большое прикладное значение при поисках, разведке и эксплуатации фосфоритовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзина И. Г., Берман И. Б., Гурвич М. Ю., Флеров Г. Н., Шимелевич Ю. С. Определение концентрации урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах.— Атомная энергия, 1967, т. 23, вып. 6.
- Близковский В. З., Смирнов А. И. О радиоактивности фосфоритов.— Геохимия, 1966, № 6.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., XIV (г), 1936.
- Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
- Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962.
- Казakov А. В. Верхнекамское месторождение фосфоритов.— Минеральное сырье, 1926, № 7, 8.
- Коченов А. В., Дубинчук В. Т., Гермогенова Е. В. Форма нахождения урана в фосфатных остатках ископаемых рыб.— Сов. геология, 1973, № 3.
- Мак-Келви В. Е. Уран в фосфатных породах.— В кн.: Труды II Международной конференции по мирному использованию атомной энергии в Женеве, т. 6. М., Изд-во ООН, 1958.
- Наумов Г. В., Коченов А. В., Герасимовский В. И., Германов А. И. Уран в осадочных породах.— В сб.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Полянин В. А., Низамудинов А. Г., Тамойкин Ю. С. Фосфоритовые формации Вятско-Камского бассейна. Изд-во Казанск. ун-та, 1973.
- Рожкова Е. В., Разумная Е. Г. и др. Роль сорбции и концентрации урана в осадочных породах.— В кн.: Труды Международной конференции по мирному использованию атомной энергии в Женеве, т. 8. М., Атомиздат, 1959.
- Серебрякова М. В., Разумная Е. Г. К вопросу о форме нахождения урана в апатите.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 6.
- Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах.— В кн.: Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах. Тр. ИГЕМ, М., 1963, вып. 17.
- Ченцов И. Г. К вопросу о форме нахождения урана в фосфоритах.— Атомная энергия, 1956, вып. 5.
- Четыркина А. Н., Шугин А. А. Геологический очерк Вятско-Камского фосфоритового месторождения.— Тр. НИУИФ, М., 1932, вып. 107.

Дата поступления
27.XII.1974

УДК 553.32 : 553.27

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ **(на примере марганцевых месторождений Кубы)**

Е. А. СОКОЛОВА

В последнее время большое внимание уделяется вопросу генезиса стратиформных месторождений различных полезных ископаемых. Этот вопрос неизменно является дискуссионным в силу того, что многие особенности рассматриваемой группы месторождений присущи рудным концентрациям, имеющим как сингенетическое, так и эпигенетическое происхождение. В настоящей статье дается характеристика стратиформных марганцевых месторождений Кубы. Некоторые особенности этого оруденения интересны для проблемы стратиформного рудообразования в целом. Внимание сосредотачивается на тех признаках оруденения, которые позволяют более или менее однозначно решать вопрос о происхождении стратиформных рудных залежей. На основании изложенного материала делается вывод об эпигенетической природе наиболее значительных марганцеворудных концентраций Кубы.

Вопросу генезиса стратиформных месторождений различных полезных ископаемых в последнее время уделяется очень большое внимание, и вокруг данной проблемы часто разгораются ожесточенные дискуссии. Это связано с тем, что многие особенности рассматриваемой группы месторождений присущи рудным концентрациям, имеющим как сингенетическое, так и эпигенетическое происхождение. Подобные особенности, являющиеся по существу конвергентными признаками, последователями определенных генетических концепций иногда рассматриваются как критерии, однозначно определяющие природу оруденения. На эту методическую ошибку, часто допускаемую при исследовании стратиформных месторождений, справедливо обращали внимание В. И. Смирнов, В. Н. Холодов, Е. А. Головин и Г. А. Каледа (Смирнов, 1966; Холодов, 1970; Холодов и др., 1971), в работах которых дается очень интересный анализ основных положений учения о стратиформном оруденении. Окончательной теории образования стратиформных месторождений пока не создано. Представляется, что вопрос их генезиса решится тем быстрее и успешнее, чем шире материал будет привлечен для этой цели.

В настоящее время опубликованы многочисленные данные по стратиформным месторождениям цветных металлов, барита и флюорита; имеется также достаточная информация о близких к ним в генетическом отношении скоплениях редких и малых элементов. В настоящей статье дается характеристика стратиформных марганцевых месторождений Кубы, с которыми мы имели возможность ознакомиться при полевых работах. Представляется, что некоторые особенности этого оруденения интересны для проблемы стратиформного рудообразования в целом. Мы ограничиваемся только самыми общими сведениями о геологическом положении марганцевых месторождений Кубы, так как детальному рассмотрению этого вопроса были посвящены ранее опубликованные работы Ч. Ф. Парка (Park, 1942; Park, Cox, 1944), Г. Е. Льюиса и Дж. А. Страчека (Lewis, Straczek, 1955), Ф. С. Симонса и Дж. А. Страчека (Simons, Straczek, 1958), Е. А. Соколовой и др. (1973), Е. А. Соколовой (1974).

Крупнейшие марганцевые месторождения Кубы связаны с формацией Эль-Кобре, возраст которой определяется как верхний мел — середина эоцена. Формация развита в провинции Орьенте, где ею сложены северное крыло и осевая часть антиклинория Сьерра-Маэстра. Основание формации не обнажено, ее верхняя граница устанавливается по резкой смене парагенеза преимущественно вулканических пород (Эль-Кобре) осадочным комплексом формации Сан-Луис (средний и верхний эоцен). Видимая мощность формации Эль-Кобре 4000—6000 м. Главная роль в формации Эль-Кобре принадлежит вулканогенно-обломочным породам, которые представлены во всем их многообразии — от типичных пирокластических образований и тефроидов до туффитов и вулканотерригенных пород. Лавы количественно подчинены вулканогенно-обломочным образованиям. Состав вулканитов изменяется от кислого до основного с явным преобладанием порфиритов базальтоидного типа. Осадочная составляющая формации представлена известняками, которые образуют среди вулканитов отдельные линзы и прослои и только в ее самых верхних горизонтах приобретают доминирующее значение.

Весьма характерной особенностью формации является присутствие в ней крупных интрузивных тел гранитоидов, которые в совокупности с вулканическими породами формации Эль-Кобре образуют общий вулканоплутонический комплекс.

Формация Эль-Кобре имеет сложное строение. Слагающие ее породы группируются внутри нее в определенные ассоциации, каждая из которых характеризуется свойственным только ей парагенезисом пород. Говорить о закономерном изменении состава формации по разрезу можно только в самых общих чертах: ее нижняя часть является «более вулканической» по сравнению с верхними горизонтами. Но это только общая тенденция. В действительности строение формации много сложнее. В ее составе обособляются ассоциации пород второго порядка, своего рода подформации, образующие тела, контуры которых не всегда совпадают со стратиграфическими границами.

Выделяются следующие три крупные ассоциации пород: эффузивно-пирокластическая, вулканогенно-обломочная и карбонатная. Установлено, что появление определенных ассоциаций пород, а следовательно, и особенности внутреннего строения формации обуславливались в основном положением и характером деятельности вулканических центров. В периоды максимальной активизации вулканизма и в непосредственной близости от вулканических центров накапливались парагенезы пород, главная роль в которых принадлежала лавам и пирокластическим породам (эффузивно-пирокластическая ассоциация). Во время относительно затухания вулканизма и на территориях, разделяющих вулканические очаги, формировались ассоциации пород, которым свойственно широкое развитие тефроидов, туффитов и вулканотерригенных образований (вулканогенно-обломочная ассоциация). В тех случаях, когда проявления вулканизма носили сугубо локальный характер, происходило интенсивное карбонатонакопление, в некоторые промежутки времени подавляющее аккумуляцию кластического материала (карбонатная ассоциация).

Из перечисленных ассоциаций только карбонатная занимает относительно определенное стратиграфическое положение¹, соответствуя самым верхним горизонтам формации Эль-Кобре; что же касается эффузивно-пирокластической и вулканогенно-обломочной ассоциаций, то они могут сменять друг друга как в вертикальном разрезе, так и по прости-

¹ Карбонатная ассоциация выделялась в составе формации Эль-Кобре многими нашими предшественниками и вошла в геологическую литературу Кубы под названием ассоциации или члена Чарко Редондо. Это название, как достаточно укоренившееся, мы сохраняем для карбонатной ассоциации и будем пользоваться им в дальнейшем.

ранию, часто находясь во взаимоотношении «интерфингер» (Соколова и др., 1973).

Анализ фактического материала показывает, что вулканическая деятельность сопровождала всему периоду накопления формации и определяла характер седиментации этого времени. Накопление осадков происходило в условиях мелководного связанного с океаном внутреннего моря, в котором встречались отдельные вулканические гряды. Формация характерна для островодужной стадии геосинклинального процесса и развивалась на земной коре переходного (субвулканического) типа (Соколова, 1974).

С формацией Эль-Кобре связаны крупнейшие марганцевые месторождения Кубы. В полосе обнажений формации протяженностью около 250 км насчитывается около 200 месторождений и рудопроявлений марганца. Рудные концентрации известны в разных горизонтах формации, но наиболее значительные месторождения сосредоточены в ее верхней части. Характерно, что отдельные месторождения пространственно разобщены и единого марганцеворудного горизонта не образуют.

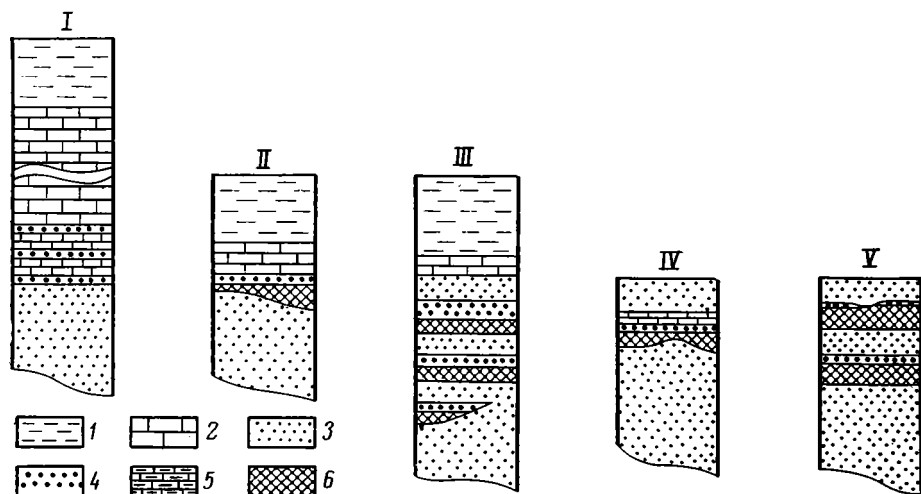
Хорошо выраженного регионального структурного контроля в распространении рудных залежей установить не удастся. Можно сказать только, что большинство марганцевых месторождений располагается в зоне разрывных нарушений, по которой сочленяются две крупные тектонические структуры: антиклинорий Сьерра-Маэстра и Восточно-Кубинский синклинорий.

Руды связаны с отложениями определенного типа. Чаще всего они локализируются в составе вулканогенно-обломочной и карбонатной ассоциаций, где рудоносными являются пласты тефроидов, туффитов и вулканотерригенных пород. Значительно реже оруденение несут известняки.

По морфологическим особенностям рудные тела подразделяются на две категории: стратиформные («пластовые») и тела неправильной формы (гнезда, трубо- и жилообразные залежи). Ниже пойдет речь исключительно о стратиформных рудных залежах, в которых сосредоточены основные запасы марганцевых руд и которые наиболее интересны в генетическом отношении. Их характеристика дается на основании собственных наблюдений (Соколова и др., 1971) с использованием данных, приводимых в работе Ф. С. Симонса и Дж. А. Страчека.

Марганцевые руды стратиформных залежей имеют преимущественно окисный состав. Их главным минералом является тодорokit, который местами активно замещается гипергенным (частично гипогенным?) пиролюзитом². Продуктивные пачки большинства месторождений включают два или три рудных «пласта», которые располагаются один над другим и разобщены безрудными породами. В плане рудные залежи при общей эллиптической и, реже, грубоокруглой форме имеют пологоизвилистые очертания. Длина их обычно измеряется сотнями метров, на крупных месторождениях — до 1 км. Только на месторождении Чарко Редондо протяженность рудных пластов достигает 2 км (включая нерентабельные руды). Мощность рудоносных горизонтов колеблется в широких пределах, изменяясь от нескольких десятков сантиметров до 1—5 м. В отдельных случаях она превышает 10 м: так, например, рудный «пласт» месторождения Султана имеет мощность 11 м, месторождения Кинто —

² Вещественный состав марганцевых руд Кубы изучался рядом исследователей, в числе которых Д. Ф. Хьюет, Е. В. Шаннон, М. Флейшер, В. Е. Ричмонд, С. Фрондель, У. Б. Марвин, Д. Ито, Дж. А. Страчек, М. Росс, К. Е. Уоршоу, Г. М. Фолринг (Hewett, Shannon, 1921; Fleisher, Richmond, 1943; Frondel and oth., 1969; Straczek and oth., 1960; Faulring, 1962; Richmond and oth., 1969). В результате этих работ в составе марганцевых руд формации Эль-Кобре (имеются в виду как стратиформные залежи, так и тела неправильной формы) были установлены следующие минералы: браунит, пиролюзит, манганит, гаусманит, романешит, крипомелан, рансеит, тодорokit, неотокит, бемантит, ориентит, инезит, пьомонит, родонит. Из перечисленных минералов только тодорokit и пиролюзит и в меньшей степени браунит образуют промышленные концентрации.



Фиг. 1. Схематические разрезы продуктивных горизонтов формации Эль-Кобре
 1 — формация Сан-Луис; 2—6 — формация Эль-Кобре: 2 — известняки Чарко Редондо, 3 — вулканогенно-обломочные породы, 4 — марганцевые руды в вулканогенно-обломочных породах, 5 — прослой известняков среди вулканогенно-обломочных пород, 6 — кремнистые образования; месторождения: I — Чарко Редондо, II — Понупо, III — Кинто, IV — Бостон, V — Эспанья

15 м. О характере выклинивания и особенностях контактов рудных залежей будет сказано ниже, после описания текстурных особенностей руд.

Как упоминалось выше, подавляющее большинство стратиформных рудных тел локализуется в верхней части формации Эль-Кобре в составе вулканогенно-обломочной и карбонатной (известняки Чарко Редондо) ассоциаций пород. На большей части рассматриваемой территории известняки Чарко Редондо залегают непосредственно на породах вулканогенно-обломочной ассоциации, вверх по разрезу сменяются терригенными отложениями формации Сан-Луис. Только в районе Эль-Кристо (примерно на долготе г. Сантьяго-де-Куба) известняки Чарко Редондо вообще отсутствуют, и формация Сан-Луис залегает непосредственно на породах вулканогенно-обломочной ассоциации. Мощность известняков в пределах марганценовой части формации Эль-Кобре изменяется от 100—110 м на западе до 5—10 м на востоке. Среди вулканогенно-обломочных пород, подстилающих ассоциацию Чарко Редондо, часто присутствуют маломощные прослои известняков, точно так же, как в составе карбонатной пачки встречаются отдельные пласты тефроидов и туффилов.

Стратиформное оруденение, вне зависимости от того, локализуется оно в составе вулканогенно-обломочной или карбонатной ассоциации, неизменно связано с кластическими отложениями. Так, в карбонатной пачке Чарко Редондо рудоносными являются заключенные среди известняков пласты вулканогенно-обломочных пород. Что касается известняков, то они сами по себе несут только незначительные рудопроявления, представляющие либо гнездообразными скоплениями окислов марганца, либо трещиноватыми зонами, испещренные рудными прожилками. Необходимо отметить, однако, следующую интересную закономерность: известняки, не являясь рудоносными породами, часто входят в состав продуктивных пачек месторождений, располагаясь обычно над рудными залежами. Подобное соотношение карбонатных пород и руд неоднократно наблюдается на месторождениях, связанных с вулканогенно-обломочной ассоциацией. Рудоносными в этом случае являются пласты кластических пород, залегающие под известняками, которые либо относятся к пачке

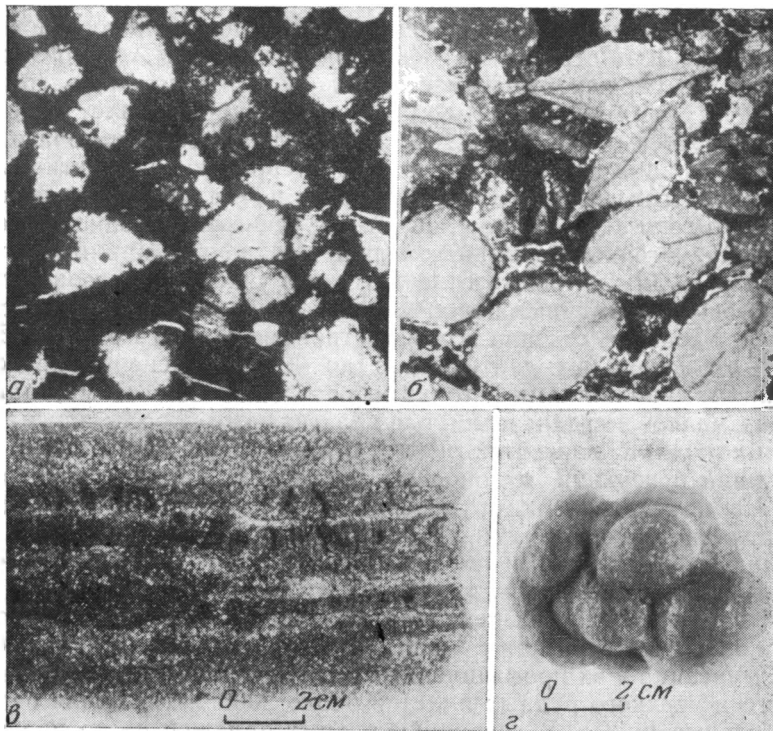
Чарко Редондо, либо слагают маломощные прослои среди вулканогенно-обломочных отложений. Известняки могут залегать непосредственно на руде и могут быть отделены от нее тонким прослоем «пустой» кластической породы. На некоторых месторождениях известняки в кровле рудных залежей вообще отсутствуют, и продуктивный пласт подстилается и перекрывается примерно однотипными кластическими образованиями. Для иллюстрации дадим краткую характеристику продуктивных пачек конкретных месторождений. Разрезы этих пачек приведены на фиг. 1.

1. *Месторождение Чарко Редондо.* Оруденение связано с тремя пластами вулканогенно-обломочных пород: базальным, нижним и верхним. Базальный рудный «пласт» отвечает самому верхнему горизонту пачки вулканогенно-обломочных пород (вулканогенно-обломочная ассоциация) и залегает непосредственно под известняками Чарко Редондо. Его мощность — от нескольких сантиметров до 4 м. Оруденение представлено стяжениями, прожилками и тонкими прослоями окислов марганца, замещающих мелко- и среднезернистые кластические породы или матрикс их грубообломочных разностей. Руды относительно бедные.

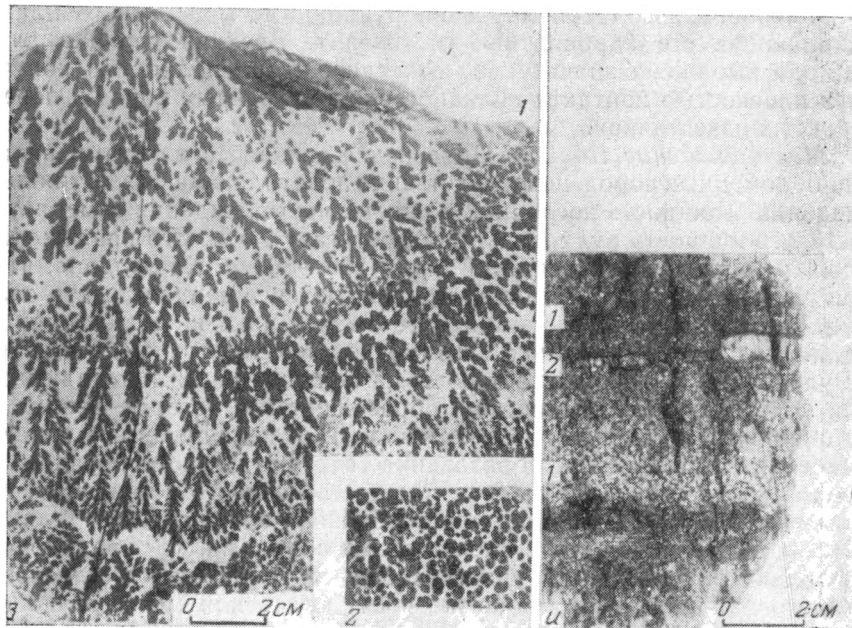
Нижний и верхний рудоносные горизонты локализуются в составе пачки Чарко Редондо, но оруденение связано с прослоями среднезернистых вулканогенно-обломочных пород среди известняков. Эти прослои располагаются соответственно в 5—6 и 9—12 м от основания известняков Чарко Редондо. Их мощность около 1 м. Окислы марганца распределяются в пределах пластов неравномерно, но на отдельных участках они почти полностью замещают вмещающие породы. Руды богатые, содержание марганца в их промышленных разностях 30—50%. Протяженность нижнего и верхнего рудных пластов около 2000 м (включая бедные, нерентабельные руды). В основании рудных залежей часто присутствуют линзы, гнезда и прослои кремнистых пород, которые развиваются не только по кластическим отложениям, но и вдаются карманами в подстилающие их известняки. Это придает нижней границе рудовмещающего слоя причудливые извилистые очертания. Наблюдаются также отдельные случаи заливообразного проникновения рудной массы основного пласта в подстилающие его карбонатные отложения. Верхняя граница рудных «пластов» выражена значительно отчетливей: она полностью контролируется плоскостью контакта вулканогенно-обломочных пород и перекрывающих их известняков.

2. *Месторождение Понупо.* Оруденение связано с пластами вулканогенно-обломочных пород, непосредственно подстилающих известняки Чарко Редондо. Мощность последних в районе месторождения изменяется от 2 до 12 м. Мощность рудного пласта достигает 2,5 м. Его протяженность около 1 км при ширине вскрытой части 250—300 м. Характерно, что богатые руды (40—45% марганца) локализуются в верхней части залежи (примерно верхние 0,5 м) на контакте с известняками. Известняки в основании их слоя на несколько сантиметров замещены окислами марганца. Рудоносные кластические породы на большей части площади их развития подстилаются кремнистыми образованиями, которые вниз по разрезу сменяются вулканогенно-обломочными отложениями без признаков оруденения. Кремнистые образования слагают пластообразное тело, вскрытое на площади 430×300 м, мощность которого в центральной части достигает 30 м. При общей пластообразной конфигурации тела кремнистых пород его контакты с вмещающими породами, как правило, сложные: только на отдельных участках они контролируются плоскостями истинного напластования, чаще же носят более или менее резко выраженный секущий характер.

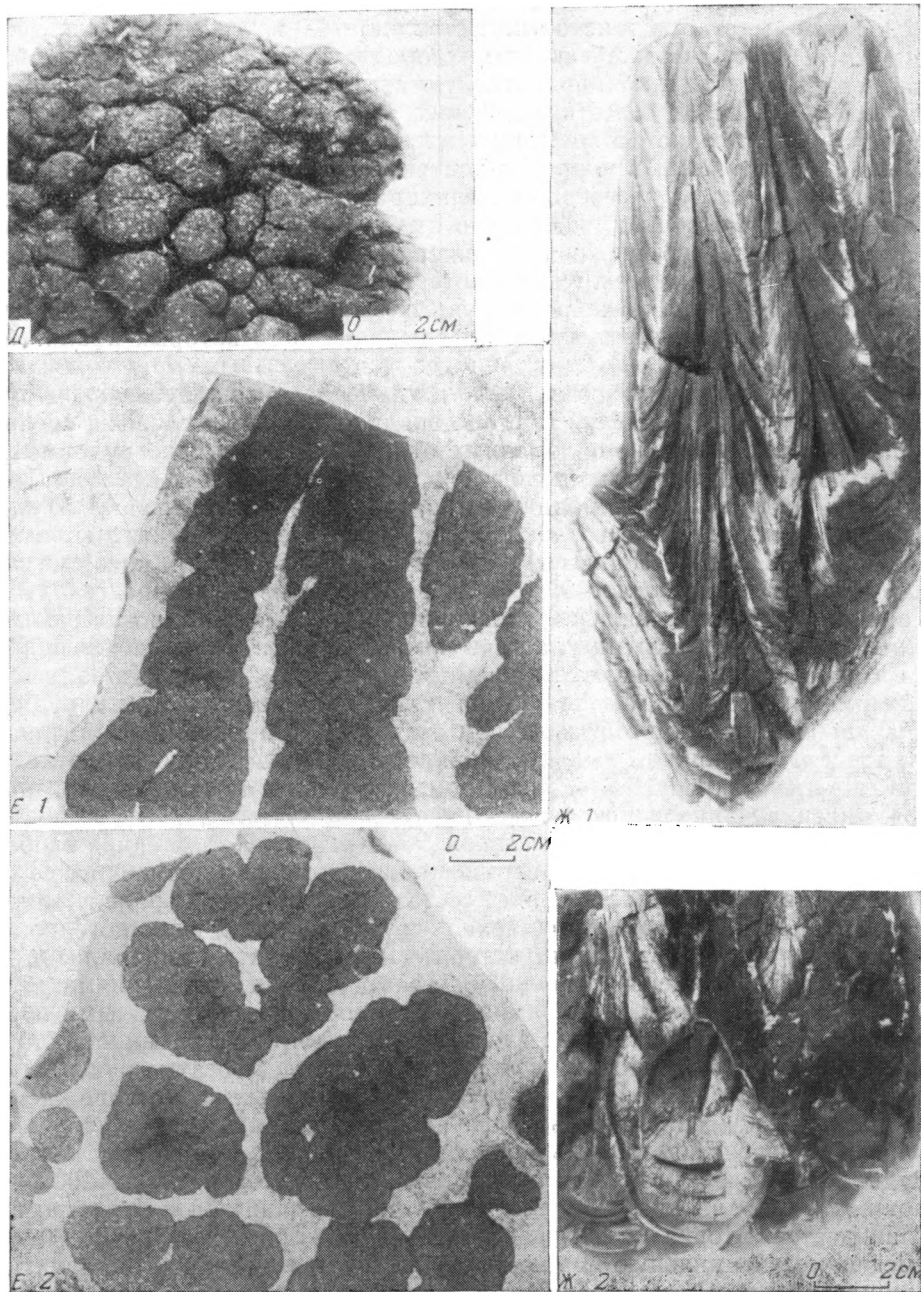
3. *Месторождение Кинто (район Эль-Кристо).* Руды залегают среди вулканогенно-обломочных отложений, локализуясь в трех пластообразных телах, из которых два верхних являются основными. Эти рудные тела имеют значительную протяженность (порядка 1 км) и мощность



Фиг. 2 (а — г)



Фиг. 2 (з — и)



Фиг. 2 (д — ж)

Фиг. 2. Типы марганцевых руд

Руды с цементной структурой (а, б, в, г, д, е): а — вулканогенно-обломочная порода с рудным цементом, в которой окислами марганца замещена мелкообломочная часть, $\times 5$, б — оруденелый карбонатный туфзит, раковинки фораминифер в котором сохранились незамещенными, $\times 10$, в — неравномерное замещение рудным веществом вулканогенно-обломочной породы, г — рудная «почка», д — бугорчатая поверхность рудного «слоя» (руда с цементной структурой), обусловленная срастанием отдельных «почек»; объемный дендрит, сложенный рудой с цементной структурой (разрез е-1 — продольный, е-2 — поперечный); массивный сферондолитовый агрегат грубокристаллического тодорокита (ж-1 — продольный разрез агрегата, ж-2 — нижняя поверхность его ограничения); з — ритмично-концентрический агрегат объемных дендритов кристаллического тодорокита (разрез 1 — продольный, 2 — поперечный); и — «переслаивание» руды с цементной структурой (1) с кристаллическими рудными агрегатами (2)

(до 12—15 м), но сложены сравнительно небогатыми рудами, среднее содержание марганца в которых составляет 16—17%. Рудные «пласты» разобщены пустыми кластическими породами, эти же отложения подстилают и перекрывают продуктивную пачку в целом. Верхняя рудная залежь отделена от известняков Чарко Редондо пластом кластических пород мощностью до 15 м. Общая мощность продуктивного интервала разреза непостоянна: в южной и центральной частях рудного поля она достигает 40—50 м, в северном же направлении заметно сокращается. Такое изменение мощностей связано с тем, что в направлении с юга на север происходит постепенное сближение рудных «пластов» и соответственное сокращение междурудных интервалов вплоть до полного выклинивания последних. В основании рудных залежей, как правило, присутствуют кремнистые яшмовидные породы, мощность которых крайне не-
выдержана.

4. *Месторождение Бостон (район Эль-Кристо)*. Единственный рудный «пласт» месторождения Бостон локализуется среди грубо- и среднезернистых вулканогенно-обломочных отложений. В составе рудовмещающей пачки кластических пород присутствует несколько маломощных прослоев известняков, под одним из которых (мощность около 3 м) располагается рудная залежь. Максимальная мощность продуктивных слоев разреза 3 м. Руды ассоциируют с кремнистыми породами, которые слагают линзообразное тело 450×150 м с максимальной мощностью 12 м. Кремнистые образования подстилают продуктивные слои, но их взаимоотношения с рудоносными кластическими породами очень сложные. Помимо того, что руды вдаются в кремнистые породы глубокими заливами и карманами, наблюдаются случаи утыкания слоев, несущих рудную минерализацию, в крутой склон или резкие выступы кремнистой линзы. За пределами площади развития кремнистых пород рудоносные отложения еще прослеживаются на некотором расстоянии, но степень марганцевой минерализации в них быстро падает.

5. *Месторождение Эспанья (район Эль-Кристо)*. Характерной особенностью продуктивной пачки месторождения, а также вмещающих ее отложений является отсутствие в их составе известняков. В районе месторождения развиты преимущественно грубозернистые вулканогенно-обломочные породы, два пласта которых несут рудную минерализацию. Эти пласты разобщены безрудными кластическими отложениями мощностью 6—9 м. Руды тесно связаны с кремнистыми яшмовидными образованиями. Они локализируются вдоль верхнего контакта кремнистых линз и даже внутри последних. Характерно, что наиболее богатые руды встречаются именно в яшмоидах. Из двух представленных на месторождении рудных залежей наиболее значительна нижняя. Мощность пласта кластических пород, обогащенных окислами марганца, достигает в ней 3 м. Руды подстилаются линзой яшмоидов, длина которой около 200 м, а мощность 6—9 м. За пределами этой линзы рудная залежь быстро выклинивается. Вторая линза кремнистых пород, прослеженная на 60 м и имеющая максимальную мощность 6 м, относится к верхнему продуктивному горизонту. С этим горизонтом связаны только незначительные проявления марганцевого оруденения: обычно это небольшие скопления окислов марганца, локализующиеся среди яшмоидов, либо кластические породы, слабоминерализованные на контакте с подстилающими их кремнистыми образованиями.

Стратиформные рудные тела характеризуются крайне неоднородным строением, обусловленным, прежде всего, различной интенсивностью замещения окислами марганца вмещающих вулканогенно-обломочных пород и наличием в пределах одного «пласта» рудных агрегатов различного типа. В процессе рудообразования соединения марганца чаще всего выполняют поры и промежутки между порообразующими обломочными зернами и замещают тонкий матрикс кластических пород (руды с це-

ментной структурой) (фиг. 2, а, б). Более крупные обломки оказываются погруженными в рудный цемент, который иногда разъедает их периферическую часть и проникает по трещинкам в глубь зерна.

В некоторых случаях мелко- и даже среднезернистые породы замещаются рудным веществом почти нацело. Интенсивность замещения обломочных зерен рудным веществом определяется не только их размером, но и составом. Установлено, что замещению легче всего подвергаются вулканические стекла, а также обломки пород типа туфоалевролитов, мелкозернистых туфопесчаников и тефроидов тех же гранулометрических категорий. Наиболее устойчивыми в этом процессе оказываются органические остатки (раковинки фораминифер, зубы акул), а также обломки кристаллов (оливин, пироксен, полевые шпаты), известняков и некоторых эффузивов. Что касается последних, то среди них более подвержены рудному метасоматозу слабонераскристаллизованные разности, характеризующиеся обильным развитием стекловатого базиса³.

В результате замещения кластических пород соединениями марганца возникают рудные агрегаты двух типов. К первому из них (более распространенному) относятся руды с цементной структурой, полностью повторяющие текстурные и структурные особенности тех отложений, по которым они развиваются (фиг. 2, в). Более того, в рассматриваемых рудных агрегатах вследствие избирательной способности процесса замещения текстурный рисунок и тип структуры исходных пород часто подчеркиваются и становятся более явственными. Второй тип характеризуется метасоматическим развитием макроскопически видимых форм кристаллизации агрегатов тодорокита — почковидной и объемно-дендритной. Подобное описание этих образований приводилось в нашей ранее опубликованной работе (Соколова и др., 1971), вследствие чего в данной статье дается только очень краткая характеристика их некоторых особенностей. Рудные агрегаты рассматриваемого типа имеют как цементную, так и грубокристаллическую или сфероидолитовую структуры.

Почковидные и объемно-дендритные рудные образования с цементной структурой представлены почти на всех месторождениях. Отдельные почки или нодулы достигают размера в несколько сантиметров (фиг. 2, г). Они могут быть рассеяны в безрудной породе и могут находиться в тесном сростании. Изолированные друг от друга нодулы чаще всего развиваются в зоне выклинивания основной рудной залежи, причем по мере приближения к последней количество рудных стяжений и их размеры увеличиваются, они начинают группироваться в гроздьевидные агрегаты и, наконец, сменяются сплошными рудами. Рудные «пропластки», образовавшиеся в результате сростания отдельных стяжений, ограничиваются неровными бугорчатыми поверхностями (фиг. 2, д), свойственными почковидно-конкреционным агрегатам, но в разрезе они однородны. Разрастание агрегата с подобными конкреционными поверхностями приводит к развитию округлых выступов, переходящих в грубые ветвящиеся объемные дендриты (фиг. 2, е-1, е-2). Последние могут достигать длины 1 м при толщине ветвей до 10 см. Отдельные ветви дендритов разобщаются безрудными породами, содержание марганца в которых измеряется долями процента (табл. 1). Характерно, что дендриты неизменно ориентированы в одном направлении: сверху вниз.

Грубокристаллические агрегаты тодорокита имеют разнообразное строение. Чаще всего они сложены отдельными индивидуализированными сферолитами или сфероидолитами (сферолито-дрозовая структура), которые срстаются в плотные корки, ограниченные рельефными почко-

³ Установить зависимость между химизмом эффузивных пород и интенсивностью процесса их замещения рудным веществом нам не удалось. Возможно, это объясняется тем, что диапазон изменения химического состава представленных в обломках лав очень невелик (андезиты — андезиты базальтоидного типа).

Таблица 1

Состав рудных образований с цементной структурой (рудные дендриты, почкообразные стяжения (А) и вмещающей их массы (Б), %

Номер образца	А, Б	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MnO ₂
1	А (дендрит)	26,71	0,34	7,45	5,57	5,05	34,91
	Б	48,93	0,38	18,33	5,88	1,12*	—
2	А (дендрит)	30,25	0,34	9,41	5,96	2,80	31,73
	Б	52,09	0,34	21,00	5,00	0,16*	—
3	А (почка)	27,95	0,51	6,86	5,84	4,26	36,11
	Б	53,55	0,59	14,44	5,48	0,45*	—

* Марганец валовой в пересчете на MnO.

видными поверхностями. В разрезе рудного «прослоя» обычно наблюдается чередование сферолитовых и сфероидолитовых корок нескольких поколений, что при их произвольном соотношении мощностей обуславливает очень сложную гетерогенную структуру агрегата в целом. В ряде случаев в пределах одного рудного «прослоя» наблюдаются переходы от агрегатов с типичной сферолито-друзовой структурой к агрегатам, которые состоят из неясно ограниченных пучков волокон.

Наряду с полным замещением вмещающих отложений грубокристаллическими массивными агрегатами тодорокита (фиг. 2, ж-1, ж-2) часто встречаются и дендритные агрегаты сфероидолитовой структуры, между которыми порода остается незамещенной. Характерно, что в этом случае дендритам свойственно ритмично-концентрическое строение (фиг. 2, з). Следует отметить, что при изучении рудных «пластов», сложенных преимущественно грубокристаллическим тодорокитом, в целом создается впечатление ритмической сферолитовой кристаллизации с произвольными мощностями и структурой отдельных ритмов и односторонней ориентировкой агрегатов по направлению сверху вниз. На одном из месторождений удалось наблюдать возрастные соотношения между дендритами с цементной и сфероидолитовой структурой: на почковидные головки ветвей дендрита сфероидолитовой структуры нарастал с полным унаследованием форм роста дендрит с цементной структурой. При этом возник морфологически единый дендрит, свидетельствующий о резком изменении интенсивности замещения пород тодорокитом при росте одного агрегата. Следовательно, массивные агрегаты тодорокита предшествовали таковым с цементной структурой.

В строении большинства стратиформных залежей принимают участие рудные агрегаты обоих описанных выше типов, т. е. агрегаты с цементной структурой, повторяющие текстурные особенности тех отложений, по которым они развиваются, и агрегаты, характеризующиеся самостоятельными формами кристаллизации тодорокита, включающие разности как с цементной, так и с грубокристаллической структурой. Границы между агрегатами с цементной структурой (вне зависимости от того, принадлежат они к первому или второму типу) и грубокристаллическими — резкие. В разрезе рудной залежи часто наблюдается многократное чередование «прослоев» произвольной мощности, сложенных рудой с цементной структурой, и кристаллическими агрегатами, представляющими собой последно ориентированные сферолитовые корки (фиг. 2, и).

«Прослои» кристаллических руд иногда прослеживаются по простиранию на несколько метров, причем мощность их относительно выдерживается. В то же время грубокристаллические агрегаты тодорокита нередко локализуются среди руд с цементной структурой в укороченных линзах и гнездах, что в еще большей степени подчеркивает общую гетерогенную структуру рудного пласта. Представляется, что рудные агре-

Состав руд с цементной (А) и кристаллической (Б) структурами, %

Месторождение	Образец		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MnO ₂
	структура	номер						
Лос-Чивос	А	1010	30,77	0,62	9,83	6,22	3,79	27,17
		1011	23,65	0,41	6,72	3,54	5,05	43,15
	Б	540	1,67	Нет	Нет	2,69	Нет	94,14
		1006	0,88	0,21	0,54	0,51	»	94,72
		537	3,47	Нет	Нет	2,75	6,67	72,36
Чарко Редондо	А	1	26,71	0,34	7,45	5,57	5,05	34,91
	Б	3	1,47	Нет	Нет	4,24	9,58	68,80

Примечание. Образец I — руда с цементной структурой из объемного дендрита.

гаты как грубокристаллические, так и с цементной структурой имеют общую метасоматическую природу. Первые возникают в результате почти полного замещения вмещающих пород соединениями марганца, вторые — при частичном, выборочном рудном метасоматозе. Так, если в рудах с цементной структурой содержание рудного вещества (в пересчете на металлический марганец) в среднем около 20% и только в отдельных случаях повышается до 30—35%, то в кристаллических разностях оно увеличивается до 50—60% (табл. 2).

Некоторые рудные «пласты» сложены исключительно рудами с цементной структурой, но и в этом случае их внутреннее строение характеризуется большой неоднородностью. Продуктивный «пласт» состоит из серии линз и расщепляющихся прослоев черных оруденелых пород, разобщенных светлыми полосами безрудных кластических отложений. Отдельные рудные прослои различаются по мощности, интенсивности оруденения и гранулометрическим особенностям. При первом ознакомлении со штуфами руды и даже узкими колонками обнажений продуктивной пачки создается впечатление полного совпадения контуров рудных прослоев с истинным напластованием. Однако при прослеживании рудных залежей на более значительное расстояние (в стенках карьера они обнажаются на протяжении десятков и даже сотен метров) выясняется, что отдельные рудные пропластки секут слоистость, осложняются апофизами, глубоко вдающимися в сопредельный слой, соединяются перемычками или же сменяются по простиранию рудными скоплениями гнездовидной формы, развивающимися по нескольким слоям. Кроме того, даже в пределах одного слоя часто наблюдается пятнистое распределение рудного вещества, обусловленное разной интенсивностью замещения вмещающих пород окислами марганца. Эти пятна могут иметь как резкие, так и расплывчатые очертания. В некоторых случаях сплошной «пласт» руды с цементной структурой сменяется по простиранию пустыми обломочными породами, включающими отдельные рудные нодули. Последним свойственна та же цементная структура, что и рудам основного «пласта».

Характер выклинивания стратиформных рудных залежей различен: по простиранию они могут обрываться очень резко, а могут постепенно сменяться безрудными породами, нередко расщепляясь при этом на тонкие «пропластки». В классической схеме продольный разрез рудных «пластов» выглядит следующим образом. В центральной части залежи локализуются наиболее богатые руды, в составе которых преобладают кристаллические разности. По мере удаления от центра возрастает роль рудных агрегатов с цементной структурой, сначала с более высоким содержанием марганца, затем относительно обедненных. Наряду с этим в составе продуктивной пачки увеличиваются количество и размеры включений пород, незамещенных рудным веществом. Наконец, для собствен-

но периферической зоны характерны изолированные рудные стяжения и их сростки, которые локализуются среди измененных (обычно глинизированных) кластических пород. Последние, как правило, прослеживаются на некоторое расстояние и за пределами продуктивной пачки уступают затем место неизменным вулканогенно-обломочным образованиям. Таким образом, рудные тела оказываются обрамленными своеобразным ореолом измененных пород, мощность которого варьирует от сантиметров до нескольких метров. Следует подчеркнуть, что приведенная схема отражает только самую общую тенденцию в изменении строения рудных тел в латеральном направлении, и отдельные ее градации могут быть редуцированы или отсутствовать совсем.

Нижний и верхний контакты стратиформных рудных тел с вмещающими их породами несколько отличаются друг от друга (о чем будет сказано ниже), но в целом совпадают с истинным напластованием и выражены достаточно четко. Наиболее резко ограничены залежи марганцевых руд, связанные с пластами вулканогенно-обломочных пород среди известняков (тип Чарко Редондо, фиг. 1), причем особенно резко обозначается верхняя граница этих рудных тел, полностью контролируемая плоскостью контакта кластических и карбонатных пород. Такой же характер носит и верхняя граница тех рудных «пластов», которые не локализуются среди известняков, а только перекрываются ими (типы Понупо и Бостон, фиг. 1). Показательно, что при наличии карбонатных пород в кровле продуктивной пачки наиболее богатые руды неизменно локализуются непосредственно под известняками, а по мере удаления от них интенсивность оруденения падает.

Своеобразие нижнего контакта описываемых рудных тел обуславливается частым присутствием в их основании линз и «пластов» кремнистых образований, носящих местное название «байяты»⁴. Граница между рудой и байятами, как правило, извилистая, с многочисленными карманами и глубокими заливообразными проникновениями кремнистой массы в рудную. По внешнему виду байяты напоминают яшмы. В большинстве случаев это тонкозернистые плотные породы красновато-коричневого и ржаво-желтого цвета, пронизанные многочисленными прожилками кварца и халцедона, участками лимонитизированные. Генетическая природа байят, очевидно, та же, что и у марганцевых руд, т. е. они являются кремнистыми метасоматитами. Избирательность замещения в случае кремнистого метасоматоза выражена менее резко, чем при рудообразовании, следствием чего является крайняя невыдержанность мощностей «пластов» байят и причудливость их очертаний: они осложнены раздувами и пережимами, а в ряде случаев распадаются на серию линз и прослоев. В пределах одного «пласта» байят протяженностью в десятки и первые сотни метров отмечаются перепады мощностей от нескольких сантиметров до нескольких метров, в местах наиболее резко выраженных раздувов иногда наблюдаются утыкания пластов вмещающих пород в крутые склоны тел, сложенных кремнистыми образованиями.

Кремнистый метасоматоз был значительно активней рудного: если оруденению подвергались только какие-то определенные пласты кластических пород (чаще всего их мелко- и среднезернистые разности), то кремнистые метасоматиты с одинаковым успехом могли развиваться как по любым вулканогенно-обломочным породам, вплоть до конгломератов, так и по известнякам. Содержание SiO_2 в байятах, вне зависимости от того, по каким отложениям они образовались, составляет 85—95%. Характерно, что подобные метасоматические породы сравнительно часто

⁴ Кремнистые образования чаще всего локализуются в основании рудных залежей, но в отдельных случаях их достаточно крупные линзы присутствуют среди марганцевых руд и даже в кровле продуктивных пачек. На некоторых месторождениях эти породы вообще не представлены.

сохраняют реликтовую структуру и текстуру тех отложений, по которым они образовались: так, макроскопически легко различимы байяты по гравелитам, конгломератам, по слоистым туффитам, фораминиферовым известнякам и т. д.

Кремнистые образования иногда включают отдельные линзы и гнезда марганцевых руд, точно так же, как среди руд, особенно вблизи их контакта с основным телом байят, присутствуют кремнистые включения. На многих месторождениях байяты подстилают рудные «пласты» на всей площади их развития, причем с выклиниванием кремнистых пород выклиниваются и руды. В других случаях в основании рудной залежи присутствуют только отдельные небольшие линзы и гнезда байят, разобщенные вмещающими породами. Характерно, что последние на контакте с кремнистыми образованиями сильно изменены: по ним активно развиваются нонтронит, хлорит, реже железистые охры, в результате чего тела байят оказываются окруженными своеобразным зеленовато-ржавым ореолом. В случае, когда руды подстилаются относительно сплошным «пластом» кремнистых пород, нонтронит-хлоритовая зона развивается в основании последнего, а на границе с рудным телом эта минерализация проявляется значительно слабее. Мощность зоны измененных пород непостоянна: она варьирует от нескольких сантиметров до десятков сантиметров, в некоторых случаях достигает 1 м.

Марганцевые руды и байяты, очевидно, образовались приблизительно в одном промежутке времени, но точные возрастные взаимоотношения между ними не выяснены. Случаи замещения рудного вещества кремнеземом наблюдались на многих месторождениях, из чего, однако, нельзя заключать, что все кремнистые образования являются пострудными. Так, Р. С. Симонс и Дж. А. Страчек допускают, что часть байят образовалась одновременно с рудой и даже несколько раньше.

Одним из путей распознавания различных типов рудогенеза является комплексный подход к изучению руды, при котором помимо основного рудообразующего элемента определяются и сопутствующие ему малые элементы. Такие исследования интересны, ибо минералогический состав многих руд, в том числе марганцевых, в большинстве случаев не является показателем их генезиса, тогда как выявление определенных парагенезов и определенных количественных соотношений сопутствующих рудам элементов может пролить свет и на происхождение главных рудных концентраций. Естественно, что говорить о закономерном присутствии тех или иных малых элементов в рудах определенной генетической категории можно, только проанализировав большой сравнительный материал. Таким материалом мы пока не располагаем, но он должен накапливаться. Поэтому представляется целесообразным привести результаты анализов описанных выше марганцевых руд на Mn, Fe, P, Ba и некоторые малые элементы и попытаться на основании этих данных выявить некоторые геохимические особенности кубинских руд (табл. 3).

Прежде всего необходимо подчеркнуть следующее: для кубинских месторождений нехарактерна ассоциация марганцевых и железных руд. Последние никогда не образуют самостоятельных концентраций, более того, содержание железа в марганцевых рудах очень невысокое: в среднем оно составляет 3,46% при пределах колебаний 0,35—6,30%, причем изменяется от месторождения к месторождению. Наиболее железистыми являются марганцевые руды Эль-Кристо, наименее — месторождения Понупо (среднее содержание железа соответственно 5,18 и 1,99%).

Соотношения содержаний марганца и железа очень изменчивы, но величины марганцевых модулей показывают, что руды в подавляющем большинстве случаев (32 образца из 37 опробованных) являются монометаллическими⁵. Что касается относительно железистых разностей руд,

⁵ Следом за Н. М. Страховым (Страхов и др., 1968) мы принимаем, что $Mn:Fe$ меньше 4 указывает на биметалличность руд, больше 4 — на монометалличность.

Содержание марганца, железа и малых элементов в марганцевых рудах провинции Орьенте (Куба)

Место- рожде- ние	Номер образца	Mn	Fe	Mn : Fe	P	Ba	V	Cr	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
		%						10 ⁻⁴ %								
Лос-Чивос	100	16,81	3,13	5,37	Нет	0,51	/200/	Следы	10	10	Н. о.	Н. о.	7	56	Н. о.	3,7
	535	45,89	2,19	20,90	0,002	Нет	112	Нет	19	150	13	34	Н. о.	53	6	5,2
	535-а	9,65	2,96	3,26	0,004	0,50	Сл.	4	3	19	20	20	Н. о.	Нет	10	1,8
	536	14,41	5,57	2,58	0,002	0,69	158	1	29	75	47	30		11	15	Н. о.
	537	50,74	1,92	26,43	0,002	/2,10/	23	1	13	113	268	34		41	4	2,7
	537-а	43,24	2,34	18,48	0,002	1,03	68	16	19	125	168	23		44	5	3
	538	30,64	3,50	8,75	0,004	1,63	35	3	16	63	100	Her		64	10	2,8
	539	31,45	5,37	5,86	0,002	0,69	23	15	41	150	100	13		Н. о.	5	1,5
	539'	31,91	2,62	12,18	0,004	Нет	11	1	16	31	134	13		»	10	1,4
	540	59,31	1,88	31,55	0,004	»	Нет	Нет	16	10	268	Her		49	5	10,5
	553	26,05	4,08	6,38	0,002	0,58	»	6	25	38	100	23		62	9	2,5
	1005	58,45	0,82	71,28	Нет	Нет	22	Нет	10	10	Н. о.	Н. о.	5	38	Нет	9
	1006	59,57	0,35	//170,21//	»	»	11	»	10	Нет	»	»	3	53	5	9,8
	1010	20,05	5,00	4,01	»	0,65	34	/38/	10	»	»	»	5	60	10	4,6
1011	31,09	3,46	8,98	Н. о.	0,99	45	//75//	Нет	»	»	»	15	Н. о.	10	Н. о.	
Среднее	35,28	3,01	16,15	0,002	0,62	49,5 (0,5)	6,1 (38,7)	15,8 (3,6)		52,3	121,8	19	7	44,2	7,4	4,2
Чарко Редондо	161	50,29	0,76	66,17	Нет	1,21	56	18	/126/	170	Н. о.	Н. о.	12	/151/	10	1,6
	ЧР-1	25,90	3,89	6,66	0,002	0,46	35	/37/	12	438	100	37	Н. о.	36,5	10	1,8
	ЧР-2	22,16	4,47	4,96	0,002	0,44	46	8	Н. о.	//1375//	54	34	»	31	16	2
	ЧР-3	50,76	2,96	17,15	0,004	0,54	/112/	1	31	/7/	/335/	13	»	36,5	16	1,2
	Среднее	37,28	3,02	23,73	0,002	0,66	62,2 (45,7)	16,0 (9)	56,3 (21,5)		205 (304)	163 (77)	28	12	36,7 (34,7)	13
Барранкос	359	41,21	2,68	15,38	0,002	Нет	35	1	16	313	/335/	27	Н. о.	58	9	3
	360	22,62	5,15	4,39	0,004	»	11	1	8	87	134	Her	»	66	10	2,5
	362	46,90	1,79	26,20	0,002	1,60	46	1	58	150	134	30	»	90,5	4	1,8
	363	37,00	2,95	12,54	0,002	1,48	35	6	3	750	100	54	»	47,5	5	2,1
	401	33,32	3,85	8,65	0,002	1,19	35	4	4	663	168	20	»	58	9	2,5
	1019	34,69	6,30	5,50	Нет	0,40	/224/	/47/	50	10	Н. о.	Н. о.	43	//211//	10	5
	1027	23,66	4,50	5,27	»	0,37	180	/58/	/102/	100	»	»	22	/164/	10	4,8
	1029	19,09	5,29	3,61	Н. о.	0,77	168	5	10	/1/	»	»	15	80	10	3,9
	Среднее	32,44	4,06	10,19	0,001	0,72	91,7 (72,8)	15,4 (3)	31,7 (21,3)	259,2 (296,1)	174,2 (134)	26,2	26,7	80,6 (66,7)	8,4	6

Почупо	222-а	28,66	4,52	6,34	Нет	3,44	/224/	7	/1/	60	Н. о.	Н. о.	Н. о.	55	5	3,5
	550-в	41,42	1,40	29,58	»	2,60	112	3	/125/	260	369	27	»	109	10	2
	504	36,44	2,61	13,96	»	2,61	46	Нет	83	313	335	23	»	64	Сл.	1,7
	509	31,30	1,06	29,53	»	Нет	Нет	»	50	/1/	87	27	»	64	5	1,2
	510	47,30	0,54	87,59	»	»	35	1	/167/	50	201	34	»	81	5	2,1
	522	40,66	2,31	17,51	0,004	2,93	90	6	16	375	268	54	»	75,5	4	3
	530	45,91	1,54	29,81	//0,03//	1,52	46	6	41	7	235	54	»	/167/	Нет	3
	Среднее	38,78	1,99	30,61	0,001	1,87	79	3,3	69	152,3	249,1	36,5	—	87,9	4,1	2,4
Эль-Кристо	555	17,10	5,81	2,94	0,004	Нет	Нет	3	16	5	40	13	Н. о.	27	5	9
	556	14,98	4,06	3,69	0,004	»	57	Нет	Нет	Нет	100	34	»	29	4	6
	558	28,66	5,67	5,05	0,004	0,96	79	1	13	25	100	54	»	95	9	4
	Среднее	20,25	5,18	3,98	0,004	0,32	45,3	1,3	9,7	10,0	80,0	33,7	—	50,3	6	6,3
	Пределы колебаний	9,65—	0,35—	2,58	0—0,03	0—3,44	0—224	0—75	0—167	0—1375	13—369	0—54	3—43	0—211	0—21	1,2—
Среднее		59,57	6,30													
		37,77	3,46	16,93	0,002	0,78	63,5	8,4	35,0	131,7	138,2	27,8	15,2	65,1	7,7	4

Примечание. В прямых скобках даны резко уклоняющиеся величины: одинарные скобки — для конкретных месторождений, двойные — для рассматриваемой группы в целом. Последние значения из расчетов всех средних величин исключаются. В круглых скобках приведены средние данные без учета резко отклоняющихся величин. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

Таблица 4

Содержание малых элементов в олигоценовых марганцевых рудах СССР (Страхов и др., 1968) (А) и кубинских рудах (Б), 10^{-4} %

Месторождения	V	Cr	Ni	Cu	Mo	W	Pb	Zn	Ga	Ge
А										
Южноукраинские	79,6	11	195	30	15,1	35,5	—	87,7	5,7	—
Чнатурские	93,0	9	812	22	24,4	53,0	15	101	5	1,4
Мангышлакские	72,0	21	118	43	—	—	—	—	—	—
Лабинские	37,0	19	151	22	15,0	25,0	14	53	4	0,6
Среднее	70,4	15,0	319,0	29,2	10,0	37,8	14,5	80,6	4,9	1
Б										
Среднее по 37 образцам	63,5	8,4	35,0	131,7	138,2	27,8	15,2	65,1	7,7	4
Пределы колебаний	0—224	0—75	0—167	0—1375	13—369	0—54	3—43	0—211	0—21	1,2—10,5

то и в них биметалличность выражена не особенно резко (марганцевый модуль в среднем около 3).

Следующей отличительной особенностью изученных руд является крайне низкое содержание в них фосфора (общее среднее содержание 0,002%). Только в одном из 37 опробованных образцов оно достигает сотых долей процента (образец 530, P — 0,03%), во всех же остальных случаях измеряется первыми тысячными долями процента.

Очень своеобразно поведение бария и некоторых малых элементов. Средние содержания бария в четырех месторождениях из пяти рассмотренных измеряются десятками долями процента (порядка 0,6—0,7%) и только на месторождении Понупо повышаются до 1,87%. Характерно, что амплитуды содержаний бария на всех месторождениях значительны: наряду с нулевыми значениями обычны числа порядка 2 и даже 3%.

Первое, что обращает на себя внимание при анализе данных по микроэлементам, — это очень резкие колебания их содержаний. В табл. 3 выделяются две категории резко уклоняющихся величин. Первые (помеченные прямыми одинарными скобками) выглядят аномальными, если сравнивать данные по определенным месторождениям. Так, например, для месторождений Лос-Чивос, Чарко Редондо, Барранкос и Понупо несомненно уклоняющимися являются содержания ванадия, соответственно равные 200, 112, 224, 224; для месторождений Чарко Редондо и Барранкос содержания молибдена: 335, 335. В то же время, если анализировать данные по всей группе рассмотренных месторождений, то оказывается, что наметившиеся пики повторяются закономерно и, следовательно, их присутствие характерно для кубинских месторождений в целом. Подобные уклоняющиеся значения при вычислении общих средних величин учитываются.

Уклоняющиеся величины второй категории (помеченные двойными прямыми скобками) нетипичны не только для определенных месторождений, но и для всей группы в целом. Они исключаются как из расчетов общего среднего, так и средних по конкретным месторождениям.

Для того чтобы дать количественную оценку содержания малых элементов в кубинских рудах, сравним имеющиеся данные с аналогичными данными по олигоценовым марганцевым месторождениями юга СССР (табл. 4). В результате сравнения выясняется, что средние содержания ванадия, вольфрама, свинца и цинка в кубинских и олигоценовых рудах держится примерно на одном уровне, но пределы изменения содержаний перечисленных элементов в первом случае гораздо шире. На относительно низком уровне в кубинских рудах содержания хрома и никеля (соответственно в 2 и 9 раз ниже, чем в олигоценовых рудах). В то же время в них наблюдается заметное обогащение молибденом и медью, в меньшей степени галлием и германием. Особенно высоко содержание молибдена: в среднем (по всем месторождениям) оно составляет $138,2 \cdot 10^{-4}\%$, а на отдельных месторождениях (Понупо) достигает $249,1 \cdot 10^{-4}\%$, что в 14 и 25 раз превышает содержания этого элемента в олигоценовых рудах. Судя по числам, приводимым в работе Н. М. Страхова и др. (1968, стр. 450, 451), столь высокие содержания молибдена не наблюдались ни на одном из вулканогенно-осадочных месторождений СССР. В то же время на близком к кубинским рудам уровне держатся содержания молибдена в окисных жильных марганцевых рудах штатов Аризона, Калифорния, Невада, Нью-Мексико и Техас в США. Эти содержания соответственно равны 188; 255; 110; 326 и $150 \cdot 10^{-4}\%$ (Hewett and oth., 1963).

Содержание меди в кубинских рудах в среднем (по всем месторождениям) $131,7 \cdot 10^{-4}\%$ (в 4,5 раза выше, чем в олигоценовых рудах), причем оно резко изменяется как от месторождения к месторождению, так и в пределах одного рудного поля. Средние значения по конкретным месторождениям для меди составляют 52,3; 304; 296,1; 177,5; $10 \cdot 10^{-4}\%$ (последовательность табл. 3), пределы изменения содержаний на всех место-

рождениях, кроме Эль-Кристо, варьируют от первых десятичных (на месторождении Лос-Чивос от 0) до $150-750 \cdot 10^{-4} \%$ (единичное значение на месторождении Чарко Редондо $1375 \cdot 10^{-4} \%$). На большинстве вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений СССР содержание меди ниже, чем в кубинских рудах, и пределы изменения содержания этого элемента на них выражены не столь резко. Исключение представляют только некоторые марганцевые месторождения Сакмарской зоны Южного Урала, где, по данным А. А. Гаврилова (1972), содержания меди даже выше, чем в кубинских рудах ($592 \cdot 10^{-4} \%$), при столь же значительных пределах изменений. Характерно, что по содержанию меди и особенностям ее распределения кубинские руды ближе всего к окисным жильным рудам США, о которых уже упоминалось выше.

В заключение следует подчеркнуть, что изменчивость содержания малых элементов вообще является отличительной особенностью кубинских марганцевых руд. Большие амплитуды изменений характерны практически для всех исследованных элементов, вне зависимости от общего уровня их концентраций.

Как уже упоминалось выше, вопрос о генезисе стратиформных месторождений неизменно оказывается дискуссионным и вызывает ожесточенные споры между последователями осадочной (сингенетической) и гидротермальной (эпигенетической) гипотез рудообразования. Нет единой точки зрения и на происхождение стратиформных марганцеворудных залежей Кубы. Существующие генетические концепции подробно рассматривались в нашей ранее опубликованной работе (Соколова и др., 1973), поэтому в настоящей статье следует отметить только то, что представлянию об эпигенетической природе стратиформных марганцевых руд Кубы противопоставляется гипотеза их сингенетического вулканогенно-осадочного происхождения. На основании изложенного выше материала попытаемся выявить те черты рассматриваемых рудных концентраций, которые, по нашему мнению, являются показателями их более позднего по отношению к вмещающим породам происхождения.

1. На большинстве месторождений наряду со стратиформными залежами представлены рудные тела, явно несогласные с вмещающими породами. Это гнезда, а также скопления окислов марганца в ослабленных тектонических зонах.

2. При общей пластообразной форме рудных тел не наблюдается полного совпадения их контуров с истинным напластованием пород. Границы стратиформных залежей часто осложнены карманами и глубокими заливообразными проникновениями рудной массы во вмещающие отложения.

3. Внутреннее строение стратиформных залежей отличается большой сложностью: они слагаются серий рудных «прослоев» невыдержанной мощности, которым свойственны многочисленные раздувы и пережимы, нарушающие первичную слоистость.

4. Рудообразование носит агрессивный характер. Окислы марганца не играют роль пассивного цемента породообразующих кластических зерен, а интенсивно замещают последние вплоть до их полной ассимиляции рудным веществом. Обломочный материал, не подвергшийся рудному метасоматозу (отдельные зерна и участки пород внутри рудного «пласта»), неизменно оказывается сильно измененным, преимущественно глинизированным. Точно так же изменены породы, непосредственно контактирующие с рудными залежами (особенно подстилающие).

5. С рудами ассоциируют специфические кремнистые образования, большая часть которых имеет явную метасоматическую природу.

6. Литологический контроль оруденения может наблюдаться как на осадочных, синхронных с вмещающими породами месторождениях, так и на месторождениях, возникших в постседиментационную стадию. В рассматриваемом случае проявления литологического контроля таковы, что

подтверждают вывод о наложенном характере оруденения: наиболее богатые руды локализуются в пластах кластических пород, залегающих непосредственно под известняками. Роль известняков, видимо, не ограничивалась тем, что они представляли своего рода водоупоры, препятствующие распространению рудоносных растворов. По всей вероятности, карбонатные породы являлись геохимическими барьерами, способствующими быстрому выпадению соединений марганца в осадок.

7. Рудные агрегаты типа объемных дендритов, сферолитовых и сфероидолитовых кристаллических корок могли образоваться только в литифицированном осадке.

Наряду с изложенными выше доводами, говорящими в пользу эпигенетической гипотезы происхождения стратиформных залежей марганцевых руд, следует отметить факт, в какой-то мере противоречащий данной концепции — выдержанная стратиграфическая позиция оруденения. Как отмечалось, подавляющее число месторождений провинции Орьенте связано с определенным и сравнительно узким стратиграфическим интервалом, отвечающим верхним горизонтам формации Эль-Кобре (примерно последние 300—500 м при общей мощности формации 4000—6000 м). В этих горизонтах, в полосе протяженностью около 250 км, локализуется около 200 месторождений и рудопроявлений марганца, разобщенных выходами безрудных пород (содержание марганца на кларковом уровне). Возможно, что такое распределение оруденения обусловливается характером источника рудного вещества; послужившего для образования эпигенетических рудных залежей. Допустимо, что соединения марганца изначально отлагались вулканогенно-осадочным путем, а затем позднее были мобилизованы и переотложены термальными растворами.

Допуская возможность длительности процесса рудообразования, необходимо сразу сделать следующую оговорку: в случае многостадийного формирования руд первостепенную важность приобретает вопрос выявления самой результативной ступени этого процесса, той ступени, на которой возникли главные, наиболее ценные в промышленном отношении рудные концентрации, т. е. внимание сосредоточивается на происхождении рудных тел, а не на происхождении минерализации или элемента как такового. Вопрос об источнике рудного вещества несомненно очень важен и интересен. К сожалению, он трудно разрешим, так как далеко не всегда удастся проследить все переходы от рудных тел, сформировавшихся на самых ранних стадиях осадочного процесса, к рудам, возникшим в результате более поздней переработки сингенетических залежей. В большинстве случаев приходится довольствоваться фактом наличия стратиформного оруденения и определять генезис реально существующих рудных концентраций, отделяя эту задачу от весьма гипотетических представлений об источнике рудного вещества. Примерно так обстоит дело и с марганцевыми месторождениями Кубы: можно констатировать, что рассмотренные рудные залежи образовались в результате замещения соединениями марганца ранее отложившихся пород. В то же время нельзя с уверенностью сказать, формировались ли они за счет рудообразующего вещества, накопившегося в седиментационную стадию или же имеющего более позднее происхождение.

Вне зависимости от того, образовались ли рассматриваемые месторождения на базе ранее возникших рудных концентраций или же они имеют собственно эпигенетическое происхождение, вполне закономерной представляется их приуроченность к тектонической зоне, разграничивающей антиклинорий Сьерра-Маэстра и Восточно-Кубинский синклинорий. Сочленение этих структур осуществляется по глубинному разлому, имеющему длительную историю развития. Если существовала вулканогенно-осадочная стадия оруденения, то логично предположить, что разрывные нарушения служили подводящими путями для рудоносных гидро-

термальных растворов, поступающих на морское дно. Эти же нарушения способствовали проникновению термальных растворов в толщу пород в стадию эпигенеза. Предполагаемую связь рудных концентраций с зоной разрывных нарушений, однако, не следует понимать как непосредственный контроль оруденения разломами. Последние часто оказываются погребенными под толщей отложений третичного возраста или проявляются в ней только фрагментарно, а миграция рудоносных растворов осуществляется по пористым породам.

Время образования стратиформных марганцевых руд точно установить не удастся. По всей вероятности, поступление рудоносных растворов было связано с заключительной фазой сложного магматического процесса, охватывающего верхний мел — эоцен (возможно, с тем его этапом, когда происходило становление интрузий). Пространственной связи между марганцевым оруденением и интрузиями не наблюдается, однако внедрение последних могло повлечь активизацию гидротермальной деятельности по району в целом. Судя по неизменно одинаковой ориентировке (сверху вниз) дендритных, сферолитовых и сфероидолитовых рудных агрегатов, привнос соединений марганца осуществлялся восходящими термальными растворами (Соколова и др., 1971), а выборочному рудному метасоматозу подвергались пласты кластических пород, расположенные непосредственно на пути следования этих растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилов А. А. Эксгальционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И. На Международном симпозиуме по генезису стратиформных свинцово-цинково-барит-флюоритовых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Соколова Е. А. Кубинский тип марганценосных вулканогенно-осадочных формаций.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Соколова Е. А., Брито А., Коутин Д. П. Марганценосная формация Эль-Кобре (провинция Ориенте, Куба).— В кн.: Геология полезных ископаемых Кубы. М., «Наука», 1973.
- Соколова Е. А., Степанов В. И., Брито А., Коутин Д. П. Текстуры и структура стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль-Кобре, Куба.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 1.
- Страхов Н. И., Штеренберг Л. Е., Калинин В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. Типы концентраций редких элементов в осадочных породах и некоторые общие вопросы теории рудообразования.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии, т. II. М., «Наука», 1970.
- Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледа Г. А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Faulring G. M. A study of Cuban todorokite.— *Advances in X-Ray analysis*, v. 5, 1962 (1961).
- Fleisher M., Richmond W. E. The manganese oxides minerals: a preliminary report.— *Econ. geol.*, 1943, v. 28.
- Frondevall C., Marvin U. B., Ito J. New occurrence of todorokite.— *Amer. Mineralogist*, 1969, v. 45, No. 11—12.
- Hewett D. F., Shannon E. V. Orientite, a new hydrous silicate of manganese and calcium from Cuba.— *Amer. J. Sci.*, 5-th ser., 1921, v. 1.
- Hewett D. E., Fleisher M., Conklin N. Deposits of manganese oxides.— *Econ. Geol.*, 1963, v. 58, No. 1, suppl.
- Lewis G. E., Straczek J. A. Geology of South-Central Oriente, Cuba.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1955, 975-D.
- Park C. F. Manganese deposits of Cuba.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1942, 935-B.
- Park C. F., Cox M. W. Manganese deposits in part of the Sierra Maestra, Cuba.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1944, 935-F.
- Richmond W. E., Fleisher M., Morse M. E. Studies of manganese oxide minerals. IX Rancieite.— *Bull. Soc. franç. mineral. et cristallogr.*, 1969, t. 92.
- Simons F. S., Straczek J. A. Geology of the manganese deposits of Cuba.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1957, 1958.
- Straczek J. A., Ross M., Warshaw C. M. Studies of manganese oxides IV. Todorokite.— *Amer. Mineralogist*, 1960, v. 45, No. 11—12.

УДК 552.4 : 552.5

**РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАРА- И ОРТОАМФИБОЛИТОВ
ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ С ПРИМЕНЕНИЕМ
ДИСКРИМИНАНТНОЙ ФУНКЦИИ**

С. Н. СУСЛОВА, В. В. ХОХЛОВ, В. И. ЛАТИКАЙНЕН

Количественный спектральный анализ выполнен для 70 проб амфиболитов, химический — для 41 пробы. Показаны дискриминантные функции для элементов-примесей и главных компонентов. Полученные результаты позволяют классифицировать амфиболиты данной серии, но не позволяют уверенно расчленять амфиболиты других регионов и эпох. Ортоамфиболиты данного района имеют своеобразный химический состав. Параамфиболиты содержат большие концентрации элементов-примесей, чем ортопороды. Исследования подтверждают, что метод линейной дискриминантной функции может быть использован для разделения амфиболитов неясного генезиса.

Проблема пара- и ортоамфиболитов особенно актуальна в отношении интенсивно метаморфизованных докембрийских комплексов, где амфиболиты развиты широко. Выяснение первичной природы амфиболитов очень важно для прогнозирования полезных ископаемых. Главнейшим критерием расчленения пара- и ортопород являются геологические наблюдения. Вопрос решается, если удастся наблюдать реликты первичных текстур или, что реже встречается, структур. В тех же нередких случаях, когда таких наблюдений нет, первичная природа их неясна.

Преобладают амфиболиты, образование которых связано с региональным метаморфизмом, протекавшим в условиях амфиболитовой фации, подчиненное значение имеют разновидности последних, возникшие в результате метасоматических процессов, которые при рассмотрении проблемы амфиболитов не принимают во внимание. В последнее время широко распространена точка зрения об изохимическом характере регионального метаморфизма (кроме летучих компонентов, таких как вода, CO_2). Отсюда вытекает вывод, что орто- и параамфиболиты должны унаследовать геохимические особенности материнских пород. По химизму амфиболитов в отдельных регионах делали попытки отличить разновидности, возникшие в результате метаморфизма основных лав или интрузивных пород, от таковых первично осадочного происхождения (Engel, Engel, 1951; Lapadu-Hargues, 1953, 1958; Shaw, Kudo, 1965; Дагелайский, 1965, и др.). Однако многие не обнаружили устойчивых различий в химическом составе пара- и ортоамфиболитов. Некоторые исследователи путем статистической обработки химических анализов пытались выявить закономерности общего характера (Дагелайский, 1965), что также не увенчалось успехом и дало противоречивые результаты.

Вопросы геохимических критериев различия пара- и ортоамфиболитов и их осадочных аналогов рассматривали А. В. Сидоренко и др.

(1968, 1971). Как справедливо отмечают Д. М. Шоу и А. М. Кудо (Shaw, Kudo, 1965), выявление универсальных диагностических различий затруднено, поскольку на петрохимические особенности пород одного типа наложены региональные различия. Изучение вулканогенных пород одной основности, принадлежащих одному формационному типу в разных регионах, показало значительное колебание состава, перекрывающего иногда отличия их от других формационных типов. Значительные колебания наблюдаются в химизме осадочных пород. Но для одного региона такие закономерности могут быть установлены.

При сопоставлении химических анализов важно произвести сравнение всех определенных элементов, что позволяет сделать метод математической статистики. Важность методов многократного статистического анализа при петрохимических исследованиях подчеркнул Д. А. Родионов (1964), и в настоящее время этот метод широко используется в разнообразных геологических работах (Вистелиус, 1963; Кутюлин, 1969; Миллер, Кан, 1965, и др.). Некоторые исследователи для различия пара- и ортоамфиболитов (Shaw, Kudo, 1965) применяли линейную дискриминантную функцию, давшую обнадеживающие результаты, в связи с чем этот метод мы использовали для разделения по химизму нижнепротерозойских орто- и параамфиболитов тундровой серии Печенгского района (северо-западная часть Кольского полуострова), который изучила и закартировала С. Н. Сулова (1969, 1971, 1973). Содержание элементов-примесей в амфиболитах определили в спектральной лаборатории ВСЕГЕИ В. В. Хохлов и В. И. Латикайнен.

С целью выяснения более точного соотношения элементов в амфиболитах выполнено одновременное количественное определение Ba, Sr, Pb, Cr, Ga, Ni, Zr, V, Yb, Sc, Ti, Mo, Sn, Co по спектру пробы, для чего применен способ синхронного фотографирования спектра исследуемой пробы и пробы сравнения (метод промежуточного стандарта) (Хохлов, 1970).

Химические анализы амфиболитов выполнены также в химической лаборатории ВСЕГЕИ. Математическую обработку анализов производили на БЭСМ-4 во ВСЕГЕИ.

Нижнепротерозойские метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи тундровой серии широко развиты в северо-западной части Кольского полуострова. В их составе выделено две свиты: каскамская, сложенная разнообразными амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, образовавшимися по основным вулканогенным породам, и тальинская, представленная метаморфизованными осадочными породами: биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, гнейсо-сланцами (нижняя толща) и гранат-слюдяными сланцами, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, параамфиболитами (верхняя толща). Наиболее развиты ортоамфиболиты, входящие в состав каскамской свиты (мощность до 2,5 км). Они содержат реликты офитовой, миндалекаменной, порфировой, габбро-офитовой структур, не оставляющих сомнения в образовании этих ортоамфиболитов за счет метаморфизма диабазов, мандельштейнов, порфиритов. Часть амфиболитов образовалась по гипабиссальным и интрузивным породам (габбро, габбро-диабазам, габбро-норитам).

Главными породообразующими минералами ортоамфиболитов являются амфибол (обыкновенная роговая обманка, F — 40—58%) и плагиоклаз, представленный в неизменных разновидностях битовнитом — лабрадором (№ 85—53), а в разновидностях, подверженных метасоматическому преобразованию, андезином, олигоклаз-андезином (№ 45—26); присутствуют хлорит, биотит, эпидот, кварц, гранат-альмандин. Из рудных обнаружены ильменит, лейкоксен, пирит, лимонит, пирротин. В шлихах были встречены сфен, малахит, апатит, циркон, молибденит, халькопирит, барит, галенит, рутил. Преобладают гранонемато- и гранобластовые структуры, сохраняются реликты первичных структур.

Для малых элементов в данных амфиболитах при многократном корреляционном анализе по методу Ю. К. Буркова установлены две ведущие ассоциации элементов, свойственные магматическим породам: Ni, Cr, Co, Sn, Zn, Sc, Ba и Ag, V, Mo, Ga, Mn, Ti, Pb, Y, Yb. В первой группе наиболее тесная связь установлена для Ni Cr, Co, во второй — между V, Mo, Ga. Для амфиболитов, развивавшихся по гипербазитам (интрузивным и гипабиссальным породам), группа фемафилов обособляется более четко, что указывает на более основной состав данных пород.

В формационном отношении вулканогенные породы каскамской свиты наиболее близки спилит-диабазовой формации Ю. А. Кузнецова, причем той ее разновидности, где основные породы представлены преимущественно диабазами.

Параамфиболиты входят в состав тальинской свиты мощностью около 1,5 км и развиты в ее верхней части (верхняя толща), где переслаиваются с амфиболсодержащими, биотитовыми гнейсами, гранатсланцевыми, графитсодержащими сланцами, амфиболсодержащими породами с порфиробластами граната и силлиманита, примесью карбонатного материала. Наблюдается тесная перемежаемость пород, обогащенных карбонатом и амфиболом, приуроченность их к определенным элементам ритма. Помимо четкой слоистости (параллельной, ритмичной) в толще отмечены следы размывов (Суслова, 1971). Главными породообразующими минералами параамфиболитов являются также амфибол (обыкновенная роговая обманка, $F = 44-54\%$), плагиоклаз, чаще олигоклаз-андезин, в котором иногда наблюдается обратная зональность, присутствует кварц, мусковит, хлорит, биотит, эпидот, карбонат, представленный кальцитом и брейнеритом ($No = 1,706-1,712 \pm 0,002$; $FeCO_3 = 9-10\%$). В протоловках обнаружены сфен, апатит, рутил, циркон, лимонит, халькопирит, ильменит (редко), галенит, турмалин. Кроме того, встречаются существенно диопсидовые разновидности (развившиеся по первично карбонатным породам). В этих породах железистость амфибола снижается до 30%. В целом минеральные составы обеих групп сходны между собой, но паропороды содержат больше сфена, имеют часто неоднородное строение и гелицитовую структуру.

Для сопоставления химизма и выработки критериев различия из орто- и параамфиболитов были отобраны пробы для количественного спектрального и химического анализов. Брели пробы из разновидностей, не подверженных метасоматическим процессам. Количественный спектральный анализ был выполнен для 70 проб (35 пара- и 35 ортоамфиболитов на Ba, Pb, Cr, Ga, Ni, Sn, Y, Si, Zr, V, Ti, Yb, Co, Sr), химический анализ — для 41 пробы (21 для паропород и 20 для ортопород).

Сравнение средних содержаний малых элементов и породообразующих компонентов позволяет обнаружить различие в составе пара- и ортоамфиболитов (табл. 1).

С другой стороны, имеются и некоторые сходства в составе выделенных групп. Для объективного сравнения двух групп и выявления достоверных геохимических различий между ними был применен метод линейной дискриминантной функции, позволяющий установить принадлежность конкретных амфиболитов к той или иной группе, что особенно важно в тех случаях, когда отсутствуют в них реликтовые признаки. Для выявления достоверных различий в химическом составе двух групп амфиболитов следует учитывать характер распределения в последних содержаний породообразующих и малых элементов. Этот вопрос широко обсуждался в литературе (Ahrens, 1963; Родионов, 1964; Кутюлин, 1969, и др.). В случае равных ковариационных матриц

Средние составы пара- и ортоамфиболитов

Элемент	Ортоамфиболиты, n=30		Параамфиболиты, n=30		Компонент	Ортоамфиболиты, n=20		Параамфиболиты, n=21	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S		$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
Ba	0,0085	0,001	0,0294	0,0321	SiO ₂	46,41	2,55	49,44	5,27
Sc	0,020	0,008	0,0017	0,0008	TiO ₂	0,62	0,37	1,15	0,48
Ti	0,341	0,149	0,7775	0,4789	Al ₂ O ₃	17,15	3,88	13,19	4,82
Cr	0,0056	0,004	0,0263	0,0485	Fe ₂ O ₃	3,27	0,9	2,02	2,31
Pb	0,0007	0,0009	0,0015	0,0009	FeO	8,82	1,54	9,41	2,85
Ga	0,0016	0,0015	0,0017	0,0008	MnO	0,21	0,45	0,29	0,61
V	0,0125	0,0062	0,0098	0,0049	MgO	8,31	3,34	8,1	4,73
Zn	0,0006	0,0009	0,0011	0,0011	CaO	11,77	1,36	9,91	3,57
Y	0,0012	0,0013	0,0065	0,0178	Na ₂ O	1,79	0,68	2,56	1,03
Yb	0,0013	0,0006	0,0023	0,0018	K ₂ O	0,43	0,45	0,69	0,49
Ni	0,0016	0,0004	0,0033	0,0011					
Zr	0,0023	0,0007	0,00069	0,0041					
Co	0,0019	0,0025	0,0023	0,0006					
Sr	0,0182	0,0058	0,0192	0,0088					

$\bar{x}$ — среднее арифметическое; S — среднее квадратичное отклонение.

метод линейной дискриминантной функции рассмотрел Р. А. Фишер (Fisher, 1936) и использован в ряде геологических работ (Груза, 1965, и др.). Для расчленения рассматриваемых орто- и параамфиболитов расчеты производили по этому методу по программе В. И. Мишина (ВСЕГЕИ). При этом в качестве делящих признаков использовали лишь те элементы, по которым сравниваемые группы значимо различаются между собой. Проверку достоверности разницы между элементами производили с помощью *t*-критерия, чему предшествовала проверка равенства дисперсий с помощью *F*-критерия (Налимов, 1960). Значимые различия установили для следующих элементов-примесей: Ba, Sc, Cr, Pb, Yb, Ni, Zr, Co, Sr, Ti. Отдельный расчет был сделан для элементов-примесей и породообразующих компонентов.

Дискриминантная функция x_1 , вычисленная для 10 элементов-примесей, имеет следующий вид: $x_1 = -45,1485 \text{ Ba} + 861,5192 \text{ Sc} - 1,5028 \text{ Ti} - 60,3774 \text{ Cr} - 493,8094 \text{ Pb} - 237,1339 \text{ Yb} + 57,6927 \text{ Ni} - 548,5258 \text{ Zr} - 2148,5258 \text{ Co} + 176,8059 \text{ Sr} = -5,2286$.

Отрицательные значения в абсолютных числах больше 5,2286 определяют принадлежность амфиболитов к парапородам, меньше и положительные — к ортопородам. Вероятность неправильной классификации составляет 10%. Для контроля оставили 10 анализов амфиболитов (5 орто- и 5 параамфиболитов) (табл. 2, 3). Пересчеты их по формуле показали хорошую сходимость результатов с геологическими определениями.

В случае главных компонентов была получена следующая дискриминантная функция: $x_2 = +3,2857 \text{ TiO}_2 - 1,4687 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,1428 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,6361 \text{ FeO} - 6,2898 \text{ MnO} - 0,0175 \text{ MgO} + 0,0053 \text{ CaO} + 6,9825 \text{ Na}_2\text{O} + 3,77 \text{ K}_2\text{O} = +1,5494$.

Значения больше +1,5494 свидетельствуют о принадлежности амфиболитов к парапородам, меньше — к ортопородам. Возможность неправильной классификации составляет также 10%. Из 9 контрольных анализов (табл. 4, 5) один попал не в ту группу.

В заключение следует отметить, что полученные результаты позволяют классифицировать амфиболиты данного района, но не могут быть уверенно экстраполированы на амфиболиты других регионов и эпох: по содержанию элементов-примесей и породообразующих компонентов параамфиболиты пебозерской серии (Карелия), одновозрастные с

Таблица 2

**Результаты количественного спектрального анализа для пара- и ортоамфиболитов
(контрольная группа)**

Элемент	Параамфиболиты					Ортоамфиболиты				
	428/4*	164/3	203/5	164 ^e	428/2	210/12	210/15	210/10	210/16	210/11
Ba	0,048	0,055	0,05	0,048	0,11	0,01	Следы	0,01	Следы	0,01
Sc	0,0035	0,002	0,0021	0,0023	0,0025	0,0053	0,0042	0,004	0,0056	0,0056
Ti	1,04	0,51	1,13	0,46	0,71	0,61	0,275	0,38	0,73	0,63
Cr	0,013	0,0063	0,0035	0,0044	0,0093	0,0056	0,0049	0,0113	0,0046	0,004
Pb	0,0024	0,0031	0,0018	0,0022	0,0017	Следы	Следы	0,0001	0,0001	Следы
Ga	0,0027	0,0031	0,0023	0,0022	0,0017	0,0028	0,0015	0,0017	0,0019	0,0018
V	0,01	0,014	0,0088	0,0091	0,014	0,013	0,0097	0,023	0,021	0,015
Mo	—	—	0,0016	—	—	—	0,0031	0,04	—	—
Sn	—	0,0024	0,003	—	—	0,0014	0,0037	0,0033	0,0017	0,0032
Y	0,0057	0,0022	0,0095	0,0023	0,0024	0,0028	0,0079	0,0016	0,0017	0,0023
Yb	0,0031	0,002	0,0053	0,002	0,0021	0,0027	0,0014	0,002	0,002	0,0023
Ni	0,0052	0,0031	0,0019	0,0025	0,0037	0,0023	0,0021	0,0023	0,0021	0,0017
Zr	0,006	0,011	0,013	0,0094	0,006	0,004	0,0022	0,0035	0,0023	0,003
Co	0,0032	0,0025	0,0017	0,0026	0,003	0,0026	0,0025	0,0023	0,0028	0,0016
Sr	0,026	0,0019	0,026	0,017	0,029	0,029	0,021	0,018	0,021	0,025

* Номер образца; 164^e и 164/3 — из пезозерской серии (оз. Пезозеро), Карелия.

Таблица 3

Классификация контрольных амфиболитов по дискриминантной функции

Номер образца	По геологическим данным	x_1	Классификация	Номер образца	По геологическим данным	x_1	Классификация
428/4	Параамфиболит	—8,93	Параамфиболит	210/12	Ортоамфиболит	—0,54	Ортоамфиболит
164/3	То же	—11,79	То же	210/15	То же	—3,27	То же
203/5	»	—10,73	»	210/10	»	—2,49	»
164 ^e	»	—10,27	»	210/16	»	—0,71	»
428/2	»	—5,24	»	210/11	»	+2,06	»

Таблица 4

Контрольные химические анализы пара- и ортоамфиболитов, вес. %

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п	Сумма	Порода
177/3	45,90	0,24	18,07	1,91	7,12	0,17	7,73	13,37	1,76	0,28	0,28	3,47	100,13	Ортоамфиболиты
1219	45,17	0,50	18,86	3,89	9,69	0,22	7,00	1,61	1,14	0,63	0,78	—	100,33	
198/14	42,88	0,65	20,40	1,55	6,58	0,13	10,14	13,60	0,64	0,08	0,11	0,4	99,75	
393-K	44,53	0,33	19,41	3,28	9,86	0,21	4,4	12,08	2,42	1,68	2,2	2,2	100,4	
163 ^b	60,3	0,6	13,44	2,8	6,61	0,12	2,28	6,61	1,76	2,00	0,40	2,89	100,16	Параамфиболиты
172 ^Г	51,90	1,2	18,81	0,72	8,15	0,14	3,93	7,51	3,46	1,24	0,34	1,24	99,79	
174 ^b	50,46	0,9	18,44	0,00	7,58	0,19	4,36	8,85	3,7	0,84	0,56	3,99	100,05	
175 ^a	50,98	0,7	16,54	0,09	7,86	0,24	4,80	10,97	3,46	0,50	0,30	3,65	100,29	
177 ^b	42,30	0,9	18,88	1,03	7,85	0,15	2,54	2,13	2,00	2,30	0,78	3,26	100,38	

Образцы 172^Г, 174^b, 175^a, 177^b — из пезозерской серии (оз. Пезозеро), Карелия.

рассматриваемыми и расположенными в аналогичной геологической обстановке, четко классифицировались; эффузивы же печенгской серии, четко отличающиеся по химизму от рассматриваемых ортоамфиболитов, по данной формуле x_2 не классифицировались.

Петрохимическое изучение ортоамфиболитов каскадской свиты показало, что по характеру своего химизма — обедненности щелочами

Классификация контрольных амфиболитов по дискриминантной функции x_2

Номер образца	По геологическим данным	x_1	Классификация	Номер образца	По геологическим данным	x_1	Классификация
177/3	Ортоамфиболит	-9,86	Ортоамфиболит	172 ^г	Параамфиболит	+9,69	Параамфиболит
4-19	То же	-11,85	То же	174 ^б	То же	+8,36	То же
198/14	»	-20,26	»	175 ^а	»	+6,90	»
593-К	»	-2,72	»	177 ^б	»	+1,72	»
163 ^б	Параамфиболит	-5,29	»				

(0,8—3%), высоким отношениям $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (4—14), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,3—0,5), низким содержаниям TiO_2 (0,24—1%), высоким содержаниям Al_2O_3 (до 20%), MgO (5,7—9,5%), CaO (11—13%)—они имеют сходство с высокоглиноземистыми базальтами (Купо, 1960). Ортоамфиболиты характеризуются пониженным содержанием элементов-примесей, включая элементы группы железа (Cr, Ni, Co); оно ниже среднего содержания данных элементов в породах группы габбро-базальта (Виноградов, 1962).

Петрохимическое изучение осадочно-метаморфических пород тальинской свиты (Суслова, 1971, 1973) позволило отнести гнейсы нижней толщи к полимиктовым и граувакковым песчаникам и алевролитам.

Породы верхней толщи имеют более разнообразный состав. В строении ее наибольшее развитие имели глинистые алевролиты и глины, меньшую роль играли полимиктовые алевролиты и карбонатные породы. Произведенный анализ с использованием диаграмм А. Н. Заварицкого, А. Симонена, А. Н. Неелова позволил предположить, что параамфиболиты образовались за счет карбонатсодержащих алевритоглинистых пород, карбонат в которых был представлен магнезиально-железистыми разновидностями. Выделенные толщи отличаются по элементам-примесям. Породы нижней толщи по сравнению с верхней несколько обогащены Sc и Zr; в верхней же толще возрастает содержание Ba, Sr, Cr, Co, Ni, Ti, Mn, V. В породах верхней толщи содержание Cr и Co приближается к среднему содержанию этих элементов в основных магматических породах (Виноградов, 1962). Содержание остальных элементов-примесей остается примерно равным кларковому содержанию их в осадочных породах (в песчаниках и глинах) (Turekian, Wedepohl, 1961). Параамфиболиты, входящие в состав верхней толщи тальинской свиты, по сравнению с ортоамфиболитами обладают более высоким содержанием элементов-примесей (в том числе элементов группы железа), что хорошо видно на фиг. 3 и 4 и табл. 1.

В работе А. В. Сидоренко и др. (1971) для выявления возможного различия пара- и ортоамфиболитов было произведено изучение в них характера связи между элементами-примесями и петрогенными компонентами, а также между некоторыми элементами-примесями, для которых в магматических породах установлена определенная корреляционная связь (Cr, Ni—Ti; Ti—V; Mn— Fe^{+2} ; Ni—Ti; Cr—V; Sr—Ba; Cr—Ni и др.). В результате было выявлено, что сравниваемые группы различались по характеру связей V— Fe^{+2} ; V—Cr; V—Ti; Mn— Fe^{+2} ; Sr—Ba; Ca—Sr и отношениям Sr/Ba; Cr/Ni. Указанные соотношения элементов и характер их корреляционных связей были изучены для параамфиболитов тальинской свиты и ортоамфиболитов каскамской свиты.

Значение отношения Sr/Ba в ортоамфиболитах каскамской свиты колеблется от 1 до 5,4, средняя величина (30 анализов) равна 2,13, со-

Результаты многократной корреляции

Толща	Ассоциации редких элементов	
Верхняя		
Нижняя		

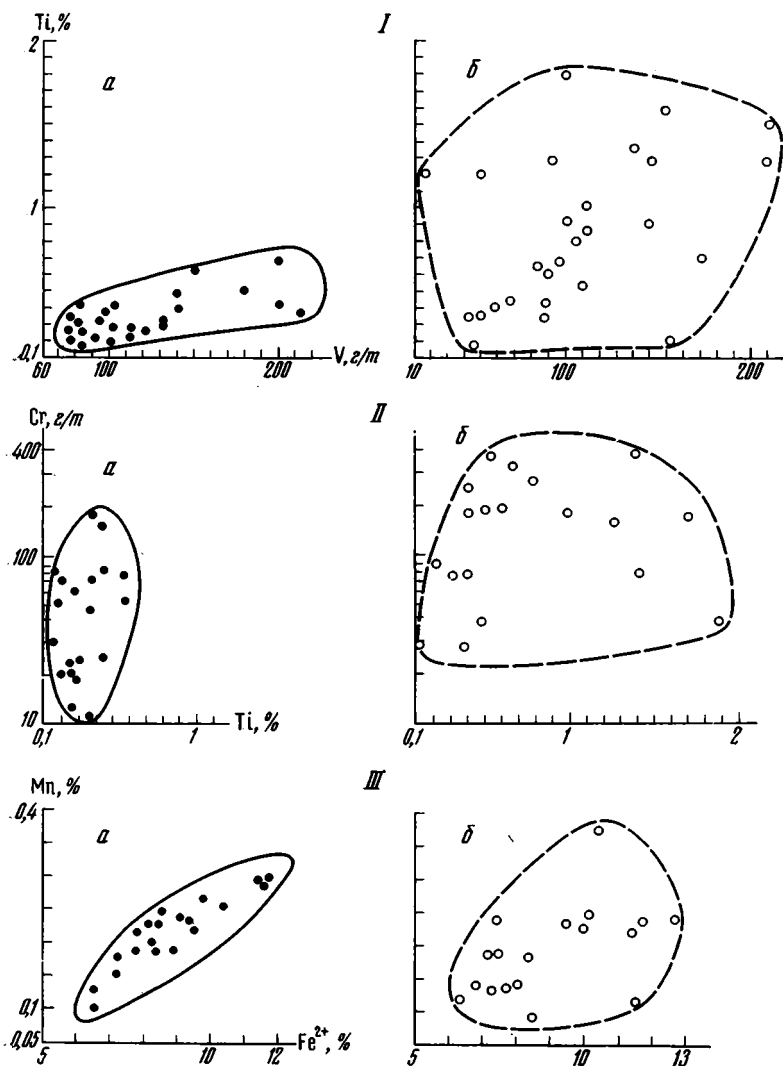
ответствуя этому отношению в основных породах. В резко преобладающем количестве случаев в параамфиболитах верхней толщи тальинской свиты $Sr/Ba < 1$ при среднем значении (30 анализов) 0,65; в гнейсах нижней толщи тальинской свиты оно соответствует 0,53 (по 15 анализам), что отвечает первично-осадочной природе данных пород. В обеих группах амфиболов $Cr/Ni > 1$ и не может быть использовано для их различия.

Орто- и параамфиболиты тундровой серии различаются по характеру корреляционных связей $Cr-Ti$; $V-Ti$; $Mn-Fe^{+2}$; $Sr-Ba$ (фиг. 1, 2). Между указанными элементами для ортоамфиболов установлены корреляционные связи, свойственные основным магматическим породам (для $Mn-Fe^{+2}$; $V-Ti$; $Sr-Ba$ выявлены прямые корреляционные связи), для параамфиболов тальинской свиты корреляционные связи между рассматриваемыми парами элементов практически отсутствуют, что подтверждает разный генезис данных групп амфиболов. На диаграмме $Sr-Ba$ (фиг. 2) вынесена линия Sr/Ba . Фигуративные точки ортоамфиболов расположены выше данной линии, большинство точек анализов параамфиболов — ниже ее. Поля развития пара- и ортоамфиболов тундровой серии на диаграмме близки полям орто- и параамфиболов района Кейвских и Порос-Полмос тундр (Сидоренко и др., 1971).

Для выявления положения параамфиболов в ряду осадочной дифференциации изучено распределение элементов-примесей по типам пород, выделенных среди осадочно-метаморфических пород нижней и верхней толщ тальинской свиты. Построены диаграммы для элементов, имеющих геохимическую близость с железом (Mn , Ti , V , Sr) и элементов, с ним не связанных (Ba , Sr , Zr , Cr , Ni , Ga , Co) (фиг. 3, 4). Для нижней толщи в этом ряду выделены слюдяные гнейсы, образовавшиеся по песчаникам, тонкозернистые гнейсы и сланцы, развившиеся по глинистым алевролитам. В верхней толще выделены слюдяные гнейсы по песчаникам и алевролитам, гранат-слюдяные и другие сланцы (по глинистым породам) и параамфиболиты (карбонатно-глинистые породы).

В дифференцированном ряду нижней и верхней толщ тальинской свиты от песчаных пород к глинистым и карбонатно-глинистым возрастает содержание Fe . Аналогичный характер распределения по типам пород имеют Ti , Mn , V , Sr . По содержанию Fe и данных элементов-примесей ортоамфиболиты довольно близки параамфиболитам по содержанию же Ba , Cr , Zr , Co , Ni пара- и ортоамфиболиты (фиг. 4) четко различаются между собой.

Ортоамфиболиты характеризуются значительно более низким содержанием указанных элементов. Параамфиболиты по содержанию пе-

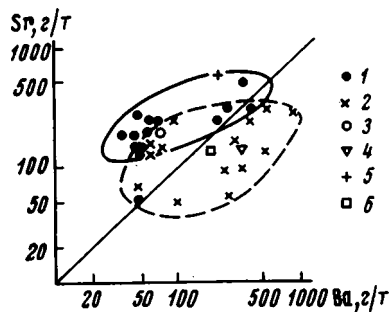


Фиг. 1

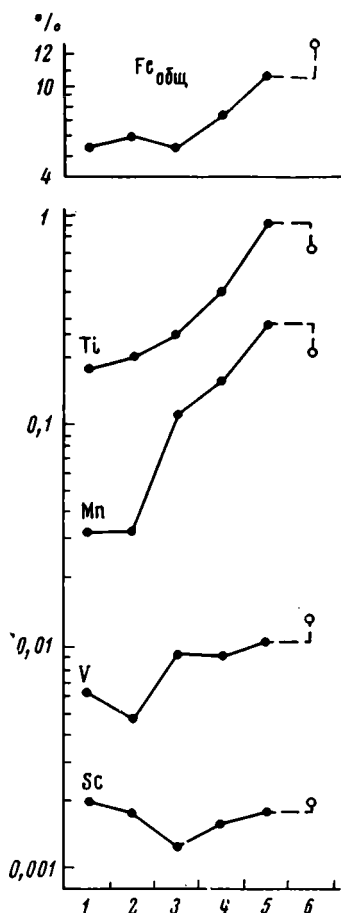
Фиг. 1. Соотношение Ti—V (I); Cr—Ti (II); MnO—Fe²⁺ (III) в орто- (а) и параамфиболитах (б) тундровой серии Печенгского района

Фиг. 2. Соотношение Sr—Ba в пара- и ортоамфиболитах тундровой серии Печенгского района

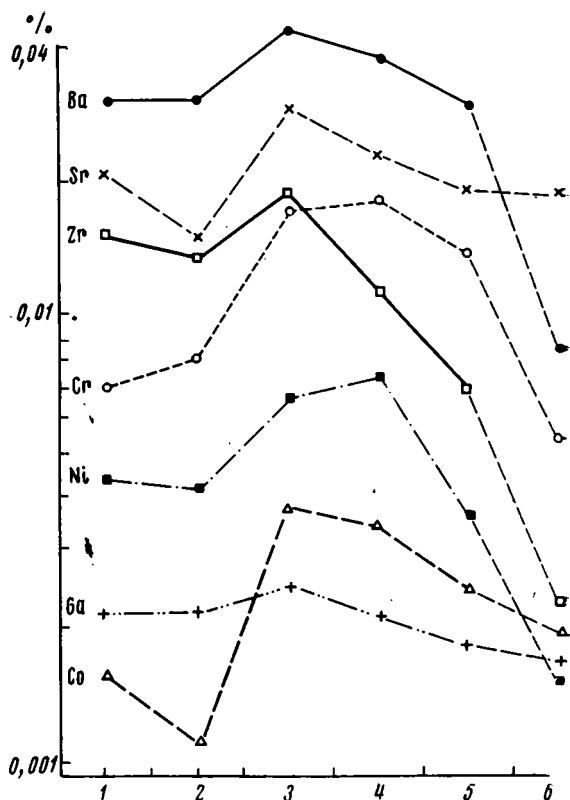
1 — ортоамфиболиты каскамской свиты; 2 — параамфиболиты талынской свиты; средние значения для: 3 — ортоамфиболитов каскамской свиты, 4 — параамфиболитов талынской свиты, 5 — ортоамфиболитов Кейв (Сидоренко и др., 1971), 6 — параамфиболитов полмостундровской свиты (Сидоренко и др., 1971)



Фиг. 2



Фиг. 3



Фиг. 4

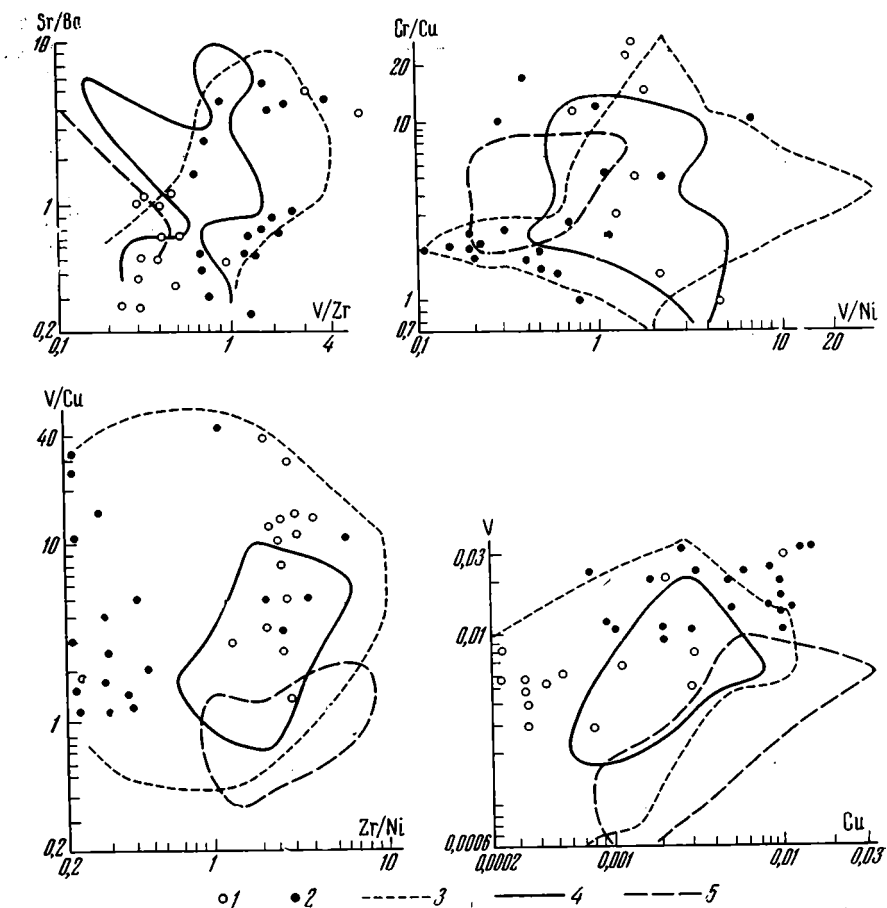
Фиг. 3. Положение параамфиболитов в предполагаемом ряду осадочной дифференциации пород тальинской свиты по распределению Fe_{общ}, Ti, Mn, V, Sc

Нижняя толща: 1 — биотитовые гнейсы, 2 — слюдяные тонкозернистые гнейсы и сланцы; верхняя толща: 3 — гнейсы, 4 — гранат-слюдяные и другие сланцы, 5 — параамфиболиты, 6 — ортоамфиболиты каскамской свиты

Фиг. 4. Положение параамфиболитов в предполагаемом ряду осадочной дифференциации пород тальинской свиты по распределению Ba, Sr, Zr, Cr, Ni, Ga, Co
Условные обозначения см. на фиг. 3

речисленных элементов лежат в ряду дифференциации верхней толщи тальинской свиты; характер распределения элементов-примесей в тальинской свите по типам пород наиболее близок выделенной Н. М. Страховым (1962) переходной модификации пестрого типа. Для части элементов установлен пестрый характер распределения, для части элементов (Fe, Mn, Ti, V) проступает упорядоченный тип распределения.

С целью выявления условий осадконакопления использованы диаграммы сравнительного содержания элементов-примесей и корреляции двух отношений пар элементов, предложенные Э. Н. Яновым (1971) (фиг. 5). На этих диаграммах фигуративные точки анализов пород тальинской свиты попадают в поле морских осадков, что особенно четко следует из диаграмм V/Cu—Zr/Ni и V—Cu. На последней диаграмме видна обогащенность пород верхней толщи тальинской свиты по сравнению с нижней V и Cu. Анализ поведения элементов-примесей проведен также с помощью метода многократной корреляции по Ю. К. Бур-



Фиг. 5. Генетические диаграммы корреляции пар элементов и отношений пар элементов (Э. Н. Янов, 1971)

1 — нижняя толща тальинской свиты; 2 — верхняя толща тальинской свиты; контуры полей отложений: 3 — морских нефлишевых, 4 — морских флишевых и флишондных, 5 — континентальных

кову. Этот метод позволяет судить об условиях осадконакопления. Породы, образовавшиеся в результате механического выветривания, сохраняют связи магматических пород. Для них характерны ассоциации элементов: Ti, Mn, Cu, V, Cr, Ni, Co и Zr, Be, Pb, Ba. При развитии процессов химического выветривания происходит обособление в отдельную группу Ti, Zn, Ga, Be и наблюдается объединение Sr, Mn, Ba. Результаты многократной корреляции гнейсов нижней и пород верхней толщ приведены в табл. 6.

В гнейсах нижней толщи четко сохранены эндогенные ассоциации элементов, что свидетельствует о развитии в области сноса механического выветривания. В верхней толще в распределении элементов наблюдаются ассоциации, как эндогенные, свойственные основным породам — группа V, Co, Cr, Ni, так и экзогенные — группа Ti, Zr, Ga. Последняя группа элементов обособлена на начальных этапах развития химического выветривания. Следовательно, образование пород верхней толщи происходило за счет разрушения магматических пород основного состава, причем в области сноса выявлено химическое выветривание. Отсюда понятна относительная обогащенность данных пород Ni, Cr, Co, V. Исследования, проведенные в северо-западной части Кольского полуострова, показали, что параамфиболиты образовались скорее все-

го по карбонатно-алевритно-глинистым породам, входящим в состав граувакковой толщи. Не исключено, что в верхней части разреза часть амфиболитов возникла по туфогенным породам, так как период осадконакопления сменился бурной вулканической деятельностью с образованием мощной толщи основных вулканитов (каскамская свита).

Проведенное исследование подтверждает, что орто- и параамфиболиты геохимически различаются между собой. Для разделения их может быть использован метод линейной дискриминантной функции. Более четко две группы амфиболитов расчленены по элементам-примесям.

ЛИТЕРАТУРА

- Вистелиус А. Б. Проблемы математической геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 12.
- Виноградов А. П. Распределение элементов по основным типам пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 2.
- Груза В. В. Критерии разделения нефелиновых пород центральной части Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1965, т. 167, № 5.
- Дагелайский В. Б. Химизм амфиболитов.— В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М.— Л., 1965.
- Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969.
- Миллер Р. Л., Скан Д. С. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
- Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества.— Изв. Физ.-мат. литер. М., 1960.
- Родионов Д. А. К вопросу о статистическом сравнении составов пород.— Геохимия, 1964, № 4.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Жук-Почкутов К. А., Горбачев О. В. О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 184, № 4.
- Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почкутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1971.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Суслова С. Н. К стратиграфии карелид северо-западной части Кольского полуострова.— Докл. АН СССР, 1969, т. 181, № 1.
- Суслова С. Н. К вопросу о литологическом составе гнейсо-сланцевой толщи тундры Талья.— В кн.: Вопросы литологии докембрийских осадочных пород. Л., «Наука», 1971.
- Суслова С. Н. Первичная природа и формационный анализ нижнепротерозойских гнейсов тундровой серии Печенгского района Кольского полуострова.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. (X Всесоюзное литологическое совещание, тез. докл.) М., 1973.
- Хохлов В. В. Одновременное фотографирование синхронно-возбуждаемых спектров исследуемой и стандартной пробы.— Ж. прикл. спектроскопии, 1970, т. 13, № 1.
- Янов Э. Н. Геохимия Кавказского и Крымского флиша.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Ahrens Z. H. Lognormal-type distribution of igneous rocks — IV.— Geochim. et cosmochim. acta, 1963, 27, No. 8.
- Engel A. E., Engel C. E. Origin and evolution of hornblende-andesine amphibolites and kindred facies. Bul. Geol. Soc. America, 1951, v. 62, No. 11—12.
- Fisher R. A. The use of multiple measurements in taxonomic problems. Anh. Eugenics, 1936.
- Kuno H. High-alumina basalt y petrol., 1960, No. 1.
- Lapadu-Hargues P. Sur la composition chimiques moyenne des amphibolotes. Bul. Soc. geol. France, 6-me ser., 1953, v. 6, No. 3.
- Lapadu-Hargues P. Observation à propos des amphibolites. Compte rendu sommaire des seances. Bull. Soc. geol. France, 1958, No. 5—6.
- Shaw D. M., Kudo A. M. A test of the discriminant Aunetion in the amphibolites problem. Mineral Mag., 1965, v. 34.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, No. 2, p. 175—191.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.457 : 553.262.4

ПЕРЕНОС КАССИТЕРИТА ВОДНЫМИ ПОТОКАМИ

С. Е. САКС, А. Н. ГАВШИНА

В связи с перспективностью шельфов ряда морей Советского Союза на россыпные месторождения олова морского и аллювиального генезиса (Бабкин и др., 1973) при обосновании поисковых работ возникает необходимость выделения обстановок, благоприятных для формирования россыпей. Такие обстановки в значительной степени зависят от миграционной способности рудных минералов, которая определяется совокупностью нескольких факторов — характеристикой гидроэквивалентности тяжелого минерала по отношению к легким, измельчением при транспортировании и особенностями переноса его в водном потоке.

Ранее было показано, что вследствие специфического положения характеристической кривой гидроэквивалентности для касситерита (первый фактор) крупный касситерит по условиям проседания в подвижном донном слое приближается к слабо уплотненному золоту и обладает низкой миграционной способностью. Мелкий касситерит, напротив, практически не проседает, приближаясь в этом отношении к минералам с высокой миграционной способностью, например к магнетиту (Сакс, 1974).

Кроме того, проведенные экспериментальные исследования показали, что измельчение касситерита при транспортировке (второй фактор) не столь значительно, как принято считать. Для частиц 0,25 и 0,5 мм уменьшение исходного размера вдвое происходит на расстоянии первых сотен километров (Колесов и др., 1974). Таким образом, отмеченные выше два фактора свидетельствуют о возможной высокой миграционной способности мелкого касситерита.

В данной работе рассматриваются результаты экспериментального изучения третьего фактора — характеристик переноса касситерита водным потоком. Режимы движения тяжелых минералов в поступательном потоке имеют существенное значение как для изучения процессов аллювиального россыпеобразования, так и для обоснования поисков морских россыпей. В последнем случае они могут быть использованы для оценки прибрежных водотоков как источников поступления рудных минералов, а также для уточнения некоторых процессов собственно морского россыпеобразования (роль течений в переносе, порядок величины смывающих волновых скоростей и др.).

Эксперименты проводились в русловом лотке с размерами 6,75 × 0,2 × 0,4 м. Рабочий участок (место загрузки навески экспериментального материала) имел длину 10 см. В качестве материала дна использовался среднезернистый песок следующего гранулометрического состава: 0,1—0,2 мм — 1,7%; 0,2—0,5 мм — 96,3%; 0,5—1,0 мм — 1,9%.

Ввиду того что контрольные промывки показали наличие в песчаном материале дна 0,01—0,09% тяжелой фракции, которая могла повлиять на результаты, в опытах использовался касситерит крупностью более 0,5 мм.

Для оценки влияния окатанности на величины смывающихся скоростей в опытах в качестве имитатора окатанного касситерита использовалась чугунная дробь. Плотность дроби, используемой в опытах, по данным измерений, составляла $\rho_d = 7,55 \text{ г/см}^3$; плотность касситерита — $\rho_k = 6,08 \text{ г/см}^3$, что объясняется наличием сростков у крупных зерен. Величина смывающей скорости для частиц различной плотности пропорциональна $a^{1/2}$, где $a = (\rho_t - \rho_0) / \rho_0$; ρ_t — плотность минерала, ρ_0 — плотность жидкости. Отношение смывающих скоростей для частиц касситерита и дроби пропорционально $[(\rho_k - \rho_0) / (\rho_d - \rho_0)]^{1/2} = 0,89$, т. е. ошибка, обусловленная разницей плотностей касситерита и имитатора, составляет не более 11%.

Для всех опытов формировалась одинаковая навеска экспериментального материала, в которую дробь и касситерит крупностью 2—3 мм отбирались по счету, а мелкий касситерит по весу. Навеска имела следующий состав: дробь крупностью 3—5 мм — 40 шт.; 2—3 мм — 80 шт.; 1—2 мм — 100 шт.; касситерит крупностью 2—3 мм — 300 шт.; 1—2 мм — 10 г; 0,5 мм — 12 г.

Опыты проводились при средних скоростях потока 0,25; 0,56; 0,75 и 0,90 м/сек. Распределение скоростей по глубине потока измерялось тарированной трубкой Пито, установленной на колонке с микрометрическим винтом; перепад давлений определялся по дифманометру с зеркальной шкалой. Для получения сопоставимых результатов глубина потока во всех режимах поддерживалась примерно постоянной (0,08—0,13 м).

При гидрологических исследованиях движения мономинеральных наносов обычно определяются две характерные скорости — неразмывающая, при которой частицы практически не перемещаются, и размывающая, соответствующая началу массового движения частиц. Между этими граничными значениями находится критический интервал скоростей, в пределах которого возможно перемещение отдельных частиц, причем число этих частиц и время их движения возрастают по мере роста скорости течения.

Наличие такого интервала является следствием стохастического характера турбулентного потока. Если средняя скорость течения соответствует условиям начала движения для данной частицы, то мгновенные ее значения, имеющие случайный характер, могут быть как больше, так и меньше среднего значения, т. е. частица будет перемещаться лишь в отдельные моменты времени. Поскольку в потоке существует статистическое распределение мгновенных значений скорости, то движение частицы следует рассматривать со статистической точки зрения, на основании оценки вероятности ее смыва P_c . При этом неразмывающая скорость U_n является такой средней скоростью потока, при которой $P_c \approx 0$; для размывающей скорости U_p , $P_c \approx 1$. В критическом интервале средних скоростей потока $U_n < U_{cp} < U_p$ величина P_c меняется в пределах $0 < P_c < 1$ (Сакс, 1970).

Для гидротехнических целей при изучении движения наносов одной из основных задач является надежное определение скоростей U_n и U_p , соответствующих либо устойчивому состоянию дна, либо значительному его размыву и деформации за короткие отрезки времени. Однако для геологических задач весьма важно изучение движения тяжелых минералов в критическом интервале, поскольку даже при малых значениях вероятности P_c (не равных нулю) существует определенный перенос. В масштабах геологического времени он может оказаться существенным для перераспределения рудного вещества.

Следует заметить, что термины «размывающая» и «неразмывающая» скорость имеют смысл только в отношении всей массы донного материала. Начало движения отдельных зерен тяжелых минералов, присутствующих в малом количестве, может в частном случае совпадать с началом размыва дна, но может и не совпадать с ним. Для анализа процесса переноса рудного вещества следует рассматривать режимы, обеспечивающие смыв именно этих минералов, т. е. смывающие скорости для отдельных тяжелых частиц.

Количественные характеристики переноса тяжелых минералов на фоне общего движения донного материала трудно контролировать в процессе опыта. Поэтому в качестве критериев оценки транспортирующей способности потока использовалась интенсивность выноса за определенный отрезок времени, пропорциональная вероятности смыва донных частиц. Интенсивность выноса определялась как отношение оставшихся после опыта частиц данной фракции к общему их количеству в исходной навеске материала.

Для оценки интенсивности выноса и изучения перемещения экспериментального материала по длине потока рабочая часть лотка была разделена на 12 участков от I до XII (I — участок загрузки). После окончания каждого опыта производилось опробование всех участков. На участках I—III извлекался весь донный материал, на остальных участках снимался полностью весь верхний слой толщиной 3 см.

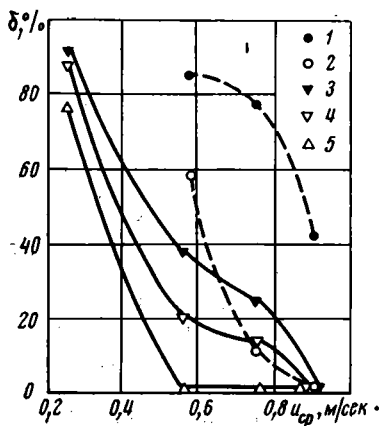
Отобранные пробы промывались, шлик обрабатывался в бромформе. Из шлика выделялись дробь и касситерит, которые затем рассеивались. Количество дроби и касситерита крупностью 2—3 мм определялось счетом, мелкого касситерита — взвешиванием.

Для оценки ошибки, обусловленной неполным извлечением при промывке, был произведен контрольный опыт. При этом навеска исходного материала была уложена в лоток, а затем проведено опробование. Контрольная промывка показала, что средняя ошибка опыта составляет 8,2%, максимальная — 15%.

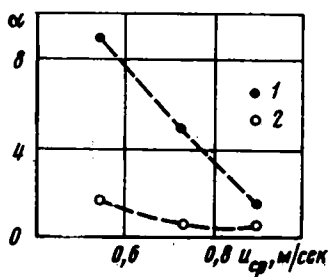
Оценка транспортирующей способности потока производилась по отношению к количеству частиц, оставшихся на участке загрузки, $\delta = Q/Q_0$, где Q — количество оставшихся частиц данной фракции, Q_0 — их исходное количество. Скорости, при которых $\delta \approx 0$, можно считать смывающими для частиц данной крупности, а скорости, при которых δ остается порядка 90—95%, — несмывающими. Между этими граничными значениями находится отмеченный выше критический интервал скоростей. В пределах этого интервала интенсивность выноса тяжелых минералов зависит также от продолжительности процесса.

На фиг. 1 представлена зависимость δ от средней скорости потока. Приведенные данные показывают, что при скорости 0,25 м/сек касситерит крупностью 1—3 мм не переносится; перенос касситерита крупностью 0,5—1 мм незначителен. Для указанных фракций эта величина может быть принята за нижний предел критического интервала скоростей (несмывающая скорость). Полный смыв, соответствующий верхней границе критического интервала скоростей ($P_c \approx 1$), для касситерита 0,5—1 мм наступает при скорости порядка 0,55 м/сек, для более крупных фракций — при скорости 0,9 м/сек. Для всех фракций в диапазоне скоростей 0,5—0,9 м/сек, несмотря на короткое время опытов при этих скоростях (10—17 мин), наблюдается значительный вынос материала.

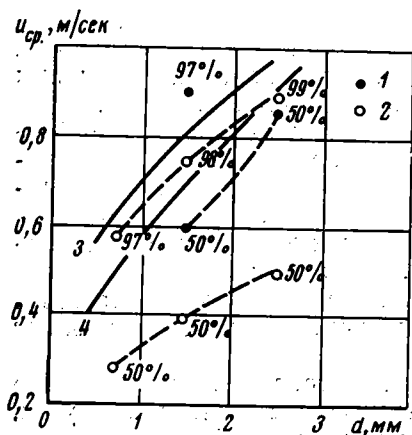
Влияние форм частиц можно оценить параметром $\alpha = Q_k'/Q_d'$, где Q_k' — количество вынесенного касситерита, %; Q_d' — количество вынесенной дроби, %. Приведенные на фиг. 2 данные показывают, что вынос частиц неправильной формы (касситерит) идет более интенсивно, чем шарообразных (дробь). Указанное различие уменьшается по мере увеличения скорости потока, так как по мере приближения к скорости



Фиг. 1



Фиг. 2



Фиг. 3

Фиг. 1. Зависимость относительного количества оставшегося в месте засыпки экспериментального материала δ от средней скорости потока U_{cp}

Крупность, мм: дробь: 1—2—3; 2—1—2; касситерит: 3—2—3; 4—1—2; 5—0,5—1

Фиг. 2. Соотношение интенсивности выноса частиц различной формы U_{cp} — средняя скорость потока; $d = Q_{\kappa}'/Q_{\theta}'$ — соотношение вынесенных угловатых частиц неправильной формы и шаровидных частиц; Q_{κ}' — количество вынесенных угловатых частиц неправильной формы (касситерит); Q_{θ}' — то же для гладких, шаровидных частиц (дробь); фракция, мм: 1—2—3; 2—1—2

Фиг. 3. Сравнение экспериментальных данных по переносу с расчетными значениями смывающей скорости

U_{cp} — средняя скорость потока; d — размер частицы; 1 — дробь; 2 — касситерит; 3 — расчет по (1); 4 — расчет по (2); числа с процентами — количество вынесенного материала

полного выноса дробь полностью будет выноситься и касситерит, для которого соответствующая скорость меньше.

При оценке смывающей скорости необходимо учитывать форму и окатанность частиц, так как при одном и том же ситовом размере вес шаровидных частиц больше, чем угловатых; кроме того, неправильная форма и неокатанная поверхность частиц влияют на условия ее обтекания.

При обтекании неокатанных частиц неправильной формы усиливается вихреобразование и увеличивается турбулентность пограничного слоя и следа за частицей. Для движущихся частиц указанное явление приводит к увеличению гидродинамического сопротивления и соответствующему уменьшению гидравлической крупности (установившейся скорости свободного падения в неподвижной жидкости). При обтекании неподвижной частицы по той же причине усиливается гидродинамическое воздействие потока, в результате чего смыв шероховатых частиц неправильной формы происходит более интенсивно, чем шарообразных и окатанных. В опытах использовались только изометрические частицы, однако можно предположить, что наличие значительного уплощения еще больше повышает миграционную способность частиц, как это имеет место для очень уплощенных частиц золота.

Было проведено сравнение экспериментальных данных с расчетными формулами для определения критических скоростей. При этом ис-

пользовалась формула, полученная на основе теоретического анализа подъемной силы для частиц правильной формы (Сакс, 1970). В диапазоне чисел Рейнольдса для потока $5 \cdot 10^4 \div 5 \cdot 10^5$ эта формула имеет вид:

$$U_{cp} = 2,25 \sqrt{agH \left(\frac{d}{2H} \right)^{3/4}}, \quad (1)$$

где U_{cp} — средняя скорость потока, при которой вероятность смыва частицы равна 50% (середина критического интервала); H — глубина потока; d — размер частицы; g — ускорение силы тяжести.

Были проведены также расчеты по формуле В. Н. Гончарова (1954) для размывающей скорости

$$U_{cp} = \lg \frac{6,15H}{\Delta} \sqrt{\frac{2agd}{3,5}}, \quad (2)$$

где Δ — высота выступов шероховатостей (для условий опытов $\Delta = 0,25$ мм).

Сравнение расчетных данных с экспериментальными показано на фиг. 3. Результаты расчетов по (1) и (2) дают близкие значения. Эти значения скорости для частиц неправильной формы (касситерит) соответствуют максимальному выносу материала, т. е. верхней границе критического интервала скоростей. Приведенные формулы могут быть использованы для ориентировочной оценки миграционной способности тяжелых минералов. При этом следует учитывать, что они дают значения скорости с некоторым запасом. Реальный перенос начинается при скоростях примерно вдвое меньших.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что касситерит крупностью до 3 мм сравнительно легко транспортируется в потоке. Смывающие скорости невелики и ниже обычных для горных и полугорных рек паводковых (а иногда и средних) скоростей.

Опыты проводились на песчаном дне, что накладывает определенные ограничения на полученные результаты. Наличие валунно-галечных решеток в донных отложениях, естественно, будет затруднять миграцию. Однако проведенный ранее анализ характеристик гидроэквивалентности и условий распределения касситерита в аллювии дает основания полагать, что даже при разнозернистом характере донных отложений, в режимах потока, обеспечивающих вынос песчаных фракций, будет выноситься и мелкий касситерит.

Таким образом, опубликованные ранее и приведенные в данной работе результаты исследования отдельных факторов, определяющих миграционную способность касситерита, позволяют сделать некоторые выводы об особенностях формирования россыпных месторождений олова.

Крупный касситерит обладает низкой миграционной способностью вследствие возможности проседания в гидроэквивалентных фракциях легких минералов. Поэтому он может образовывать в основном лишь автохтонные россыпи. Мелкий касситерит, наоборот, обладает высоким миграционной способностью для аллювиального россыпеобразования. Он практически не проседает, мало измельчается, легко переносится при малых скоростях и может накапливаться лишь в узком диапазоне условий. Последнее подтверждается и данными Н. А. Шило (1970).

Поэтому мелкий касситерит в континентальной гидрографической сети «растягивается» как по притокам, так и по основному руслу рек и практически рассеивается во всем аллювии. Этими особенностями переноса мелкого и крупного касситерита можно объяснить отсутствие аллювиальных россыпей, удаленных от коренных источников.

Однако если речной бассейн срезается морем недалеко от водораздела, возникает новая обстановка, благоприятная для россыпеобразо-

вания. В этом случае при наличии на расстояниях до нескольких десятков километров от моря оловоносных массивов, дренируемых достаточно крутыми водотоками, большая часть мелкого касситерита будет аккумулироваться в конечном водоеме. В результате этого в прибрежной зоне при наличии в ней благоприятных гидрологических условий может сформироваться прибрежно-морская россыпь олова.

Таким образом, при описанных условиях имеется потенциальная возможность возникновения в конечных водоемах специфического типа морских оловянных россыпей с мелким касситеритом, возможно, с невысоким его содержанием, но в большом количестве.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П. В., Егиазаров Б. Х. и др. Металлогения прибрежной суши Дальнего Востока и Северо-Востока СССР как основа для оценки перспектив металлоносности шельфовых зон.— В сб.: Геология моря, вып. 2. Л., 1973.
- Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Л., 1954.
- Колесов С. В., Сакс С. Е., Смолдырев А. Е. О миграционной способности касситерита.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Сакс С. Е. Определение критической скорости взвесенесущего потока.— Инженерно-физический ж., 1970, т. 18, № 5.
- Сакс С. Е. О принципе гидродинамической эквивалентности обломочных частиц.— Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1974, № 11.
- Шило Н. А. Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей.— В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.

Лаборатория морской георазведки
ВНИИМОРГЕО,
Москва

Дата поступления
26.II.1975

УДК 553.492 : 553.262.4 (571.1)

О ДАЛЬНОСТИ ПЕРЕНОСА ГАЛЕК БОКСИТОВ В НИЗОВЬЯХ р. ПОДКАМЕННОЙ ТУНГУСКИ

Р. С. РОДИН

Вопрос о дальности переноса обломков бокситов от коренного источника до тех мест, где происходит их полное истирание¹, продолжает оставаться одним из наиболее важных и нерешенных в деле поисков бокситов. Он имеет особенно большое значение для громадных по площади районов Сибири, в пределах которых широко распространен терригенный бокситовый материал.

Сведения, относящиеся к данной теме, в литературе очень скудны. Так, в работе Ю. А. Лаврушина и Е. И. Шукиной (1958) сообщается о том, что в пределах Енисейского кряжа обломки бокситов в составе аллювия переносятся от источника сноса до полного истирания на расстоянии до 12 км.

Наибольшее количество сведений о дальности переноса бокситового материала собрано в работе Г. И. Бушинского (1971), в которой автор рассматривает длину миграционного пути между первичными латеритными залежами и осадочными рудными концентрациями, возникшими за счет механического разрушения и переотложения первых.

В 1971 г. Г. Н. Черкасовым были проведены расчеты длины миграционного пути обломков бокситов в бассейне р. Кулинны, правого притока р. Подкаменной Тунгуски. В зависимости от уклона реки и в какой-то мере от состава истирающих пород величина этого пути, по его расчетам, колеблется от 2,5 до 31 км.

¹ Правильнее сказать — до размеров, при которых в обломках еще видна простым глазом бобовая структура (практически это 2—5 мм).

Вопросами изменения обломков бокситов при их переносе в речном аллювии занимались Н. А. Лизалек, Ю. Я. Храмов (СНИИГГиМС). По их мнению, основным фактором, влияющим на миграционную способность обломков бокситов, является твердость, в зависимости от которой обломки бокситов могут переноситься на расстояние от первых до сотен километров.

В 1974 г. нами было решено в заведомо бокситоносном районе (запад Сибирской платформы) проследить дальность переноса терригенного материала бокситов, поставляемого в русло р. Подкаменной Тун-

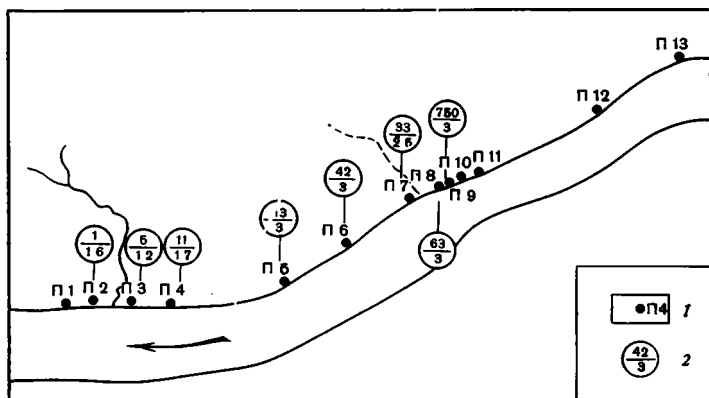


Схема размещения площадок на р. Подкаменной Тунгуске, в пределах которых исследовался аллювий

1 — места расположения и номера площадок; 2 — в числителе — количество найденных на данной площадке галек бокситов, в знаменателе — их средний диаметр, см

гуски. Исследованию были подвергнуты галечные косы в пойме правого берега реки (фигура). Пойма на всем протяжении просмотренного участка (от устья р. Земляной и почти до устья ручья Глиняного) переходит в первую надпойменную террасу, сложенную главным образом песчаными осадками, в связи с чем первая надпойменная терраса не могла поставлять галечный бокситовый материал в пойму.

Методика работы сводилась к следующему. На ближайшей к урезу воды косе, представленной, как правило, средне-крупногалечным материалом, намечалась площадка (3×10 м), в пределах которой при тщательном осмотре отбирались все обнаруженные обломки бобовых бокситов. Затем производился подсчет их количества и замер средней величины для данной площадки. Для простоты замеры обломков проводились по максимальной их оси, а затем вычислялось среднее арифметическое. Постоянный размер площадок позволяет проводить прямое сравнение количеств обнаруженных в их пределах галек бокситов. Всего было осмотрено 12 площадок по правому берегу р. Подкаменной Тунгуски. Расстояние от самой нижней по течению площадки до самой верхней составляет 8,75 км. Известно, что изменение динамики руслового потока приводит к неравномерному распределению галечного материала в пойме. Чтобы избежать влияния этого фактора, работа была проделана в течение двух дней, практически при постоянном уровне воды в реке, вследствие чего галечные косы, выбранные для подсчета, располагались на одинаковом уровне по высоте от уреза воды. Следует указать, что в аллювии левого берега рассматриваемого участка реки бокситовый материал не обнаружен.

Результаты подсчета по осмотренным площадкам излагаются в порядке их расположения вверх по течению.

На площадке 1, расположенной в 550 м ниже устья р. Земляной, тщательные поиски даже более чем на 30 м² не привели к находке бокситов. На площадке 2, в 250 м ниже устья той же реки, была найдена одна галька.

По мере движения вверх по течению от площадки к площадке количество обломков бокситового материала возрастает неуклонно: на площадке 3—5 шт., площадке 4—11 шт., площадке 6—42 шт., площадке 7—33 шт., площадке 8—63 шт. О площадке 9 следует сказать особо, поскольку количество обломков бокситов здесь ураганное — около 750 шт. И в то же время в 100 м выше по течению, на площадке 10, обломки бокситов совершенно исчезают из аллювия. При тщательных поисках на площади около 100 м² было найдено всего две гальки бобовых бокситов. Выше по течению, на площадках 11, 12, 13, обломки бокситов отсутствуют совершенно.

Изменения размеров галек бокситов снизу вверх по течению от площадки к площадке носят менее закономерный характер, но все же если на площадках 2—4 средний размер галек колеблется от 1,2 до 1,8 см, то выше, на площадках 5—9, — от 2,5 до 3,0 см.

Итак, снизу вверх по течению от устья р. Земляной до устья ручья Глиняного количество терригенного бокситового материала неуклонно возрастает. Одновременно растут и размеры этого материала.

На площадке 9 отмечается максимальное для осмотренного отрезка Подкаменной Тунгуски количество бокситового материала. В этом месте крутой склон долины высотой около 80 м сложен желтовато-белыми рыхлыми кварцевыми песчаниками байkitской свиты среднего ордовика. На байkitских песчаниках непосредственно залегает мало-мощная пачка красноцветных алевролитов криволуцкого яруса, высыпки которых постоянно видны в верхней части склона. Перекрываются породы палеозоя песчано-глинистыми рыхлыми осадками четвертичного возраста. Большая часть описываемого склона затянута делювием слагающих его пород, и лишь кое-где отмечаются коренные выходы байkitской свиты. Обломки бокситов постоянно отмечаются в склоновых отложениях, вплоть до самой вершины. Таким образом, местоположение источника сноса бокситового материала установлено, однако вопрос о том, что он собой представляет, остается пока открытым. Вопрос об источнике может быть решен окончательно лишь при проведении дополнительных работ. Источником может оказаться и рыхлая четвертичная толща, являющаяся зачастую на западе Сибирской платформы промежуточным источником бокситового материала (Резапов и др., 1967), и коренная залежь.

В составе обломков бокситов четко выделяются две разновидности: а) кирпично-красные с темно-бурыми бобовинами, пористые, рыхлые и б) желтовато-серые с темно-бурыми бобовинами, плотные, крепкие. Первую разновидность условно назовем красные бокситы, вторую — серые бокситы. По данным петрографических исследований, в красных бокситах бобовины колломорфные с многочисленными трещинами синерезиса, залеченными гиббситом. Вокруг бобовин оторочки мелкокристаллического гиббсита или алюмогеля. Цементирует бобовины кирпично-красное алюможелезистое аморфное вещество, в котором отдельные пустотки выполнены мелкокристаллическим гиббситом. В цементирующем веществе довольно много резко угловатых зерен магнетита, а также присутствуют единичные обломки бокситов с реликтовой структурой долеритов.

В серых бокситах трещины синерезиса в бобовинах залечены мелко-агрегатно поляризующим хлоритом, реже гиббситом. Между бобовинами располагаются хорошо раскристаллизованный гиббсит, агрегаты красного кристаллического гематита и скопления зеленого тонкоагрегатно-поляризующего хлорита. Последний несомненно развивался за

счет гематита, реликты которого еще отмечаются в хлорите. В отдельных пустотах и трещинах отмечается кристаллический кальцит. Иногда встречаются скопления нордстрандита, образование которого связано с перекристаллизацией гиббсита в щелочной обстановке. Свидетелем того, что последняя имела место, и является кальцит.

Итак, принципиальное различие красных и серых бокситов заключается в степени кристаллизации алюможелезистого вещества, располагающегося между бобовинами: в красных оно скрытокристаллическое, в серых — ярко выраженное кристаллическое. Состав бобовин в обоих случаях гематитовый.

Химический состав обломков бокситов

Боксит	H ₂ O	П. п. п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	S	Сумма
Серый	16,3	17,09	5,40	29,24	2,33	2,42	40,10	0,52	0,08	0,42	0,31	0,04	0,01	Н. о.	99,59
Красный	1,53	19,01	3,78	34,71	4,20	1,19	34,20	0,57	0,11	0,64	1,36	0,03	0,01	Следы	100,34

Из таблицы следует, что в серых бокситах больше окислов железа и кремнезема, но меньше глинозема, чем в красных. В серых бокситах окислы железа представлены главным образом кристаллическим гётитом и сосредоточены в бобовинах, в красных же наряду с гётитом, слагающим бобовины, присутствует в значительном количестве аморфный гидрогётит, окрашивающий всю породу в кирпично-красный цвет.

Напомним, что твердость кристаллов гётита 4,5—5,5, а у гидрогётита она колеблется в зависимости от физического состояния от 4 до 1.

Изучение аллювия по площадкам показало, что длина миграционных путей красных и серых бокситов совершенно различна. Если на площадке 9 среди выявленного терригенного материала бокситов красные различия составляют большую часть, то на площадке 8 их только 30%, а 70% приходится на долю серых. На площадках 7 и 6 красные бокситы встречены лишь в виде единичных обломков, в расположенных же ниже по течению площадках они вовсе не встречены. На площадке 3 встречено три обломка бобовых бокситов красного цвета, но в отличие от описываемых рыхлых, пористых красных бокситов это были каменистые, крепкие, высокожелезистые бокситы. Следовательно, массовое исчезновение красных бокситов наблюдается уже в 500—700 м ниже источника сноса (площадка 9). Серые бокситы исчезают из аллювия лишь к площадке 1.

Таким образом, длина миграционного пути от источника сноса для красных бокситов составляет около 2 км, для серых — 5,5 км.

Объяснить это можно лишь разным составом бокситов. В красных бокситах количество гётитовых бобовин (твердость по шкале Мооса — 5,5) составляет лишь 30% объема породы, остальное представлено алюмогётитовым аморфным веществом, твердость которого превышает 3. Применяя формулу для определения средневзвешенного, мы получаем $5,5 \times 0,3 + 0,7 \times 3 = 3,75$ (средняя твердость красного боксита). Однако механическое разрушение бокситовой гальки происходит обычно до полного истирания самого твердого слагающего ее вещества, т. е. бобовины. Следовательно, фактическая твердость всей бокситовой гальки больше 3,75 (средневзвешенная) и меньше 5,5, или, что наиболее вероятно, она является средней между этими значениями, т. е. равна 4,62.

В серых бокситах гётитовые бобовины вместе с кристаллическими агрегатами гётита слагают 75% объема породы, а между ними располагается кристаллический гиббсит, твердость которого около 3. По формуле средневзвешенного мы имеем: $5,5 \times 0,75 + 3 \times 0,25 = 4,87$. Фактическая твердость всей бокситовой гальки будет больше 4,87 и меньше 5,5, что в среднем составляет 5,18.

Таким образом, разница между средней, фактической твердостью красных и серых бокситов составляет 0,56, а это является причиной того, что серые бокситы могут переноситься от источника сноса на расстояние, более чем вдвое превышающее то, на которое переносятся красные бокситы.

Из описания шурфов и скважин по Сухолебяжинскому проявлению следует, что рудное тело имеет глыбовое строение, причем средняя величина глыб колеблется в пределах 10—15 см, лишь изредка достигая 30—50 см. Обломки красных бокситов величиной около 3 см до полного истирания проходят путь в 2 км. Следовательно, теоретически длина миграционного пути от рудного тела и до полного истирания для этого типа бокситов должна быть равна 6—10 км. Соответственно для серых бокситов — 15—25 км. На самом же деле мы знаем (Попов и др., 1963), что при перемещении по склону глыбы очень быстро переходят в щебень. Так же быстро мельчает валунный материал, попадая в водотоки. В пределах Сибирской платформы реки, текущие по карбонатным палеозойским породам, нередко встречаются на своем пути тела долеритов. В этих местах русла рек обогащаются валунным материалом, который вниз по течению, разрушаясь, превращается в мелкие галечники на расстоянии всего лишь в 1—1,5 км. По прочности бокситы несомненно уступают долеритам, в связи с чем можно принять, что расстояние, на котором валуны и глыбы бокситов перейдут в щебень и гальку, будет менее 1 км. Отсюда величина исходного терригенного материала бокситов уже в начале пути миграции определенно меньше 10 см, и, по всей вероятности, ему понадобилось менее 1 км, чтобы перейти в класс средней и мелкой гальки с диаметром меньше 5 см.

Исходя из этого, можно принять, что терригенный бокситовый материал, обнаруженный на площадке 9, до своего выхода в аллювий Подкаменной Тунгуски прошел путь длиной около 1 км. Иными словами, источник сноса, т. е. рудная залежь, располагалась на удалении 1 км от площадки 9. Общая же длина переноса для красных бокситов равна 3 км, а для серых — 6 км.

Подтверждением короткого пути переноса бокситового материала является слабая его обработанность. Большинство обломков имеет полуугловатую и полуокатанную формы, причем степень окатанности красных бокситов значительно выше таковой серых разностей. Среди последних нередко встречаются лишь слегка обработанные (полуугловатые) плитки.

Имеются некоторые сведения относительно дальности переноса структурных бокситов, широко развитых на останцах высокого траппового плато (Бгатов и др., 1971; Родин и др., 1974). Расстояние, на которое они способны переноситься, значительно короче, нежели у красных и тем более серых бокситов, поскольку сложены они главным образом гиббситом и имеют твердость около 3.

Наблюдения над аллювием ручья Неделинского на останце Светлана показали следующее: в поле развития делювиальных суглинков, покрывающих пологие склоны и содержащих обломки структурных бокситов, в русловом аллювии истоков ручья эти обломки присутствуют в большом количестве, но как только ручей спускается на склон, сложенный глыбами долеритов (курумы), гальки структурных бокситов исчезают почти мгновенно — на протяжении 20—30 м.

В перегибе склона, из-под курума долеритов, здесь же, в долине ручья Неделинского, вытекает небольшой ручей, в аллювии которого много галек (2—4 см) структурных бокситов. Но уже в 100—150 м ниже по течению эти гальки совершенно исчезают из аллювия. Таким образом, если бобовые бокситы способны переноситься в водотоках на протяжении первых километров, то структурные бокситы истираются в аллювии уже на первых сотнях метров.

В заключение следует сказать, что остается целый ряд нерешенных вопросов, имеющих непосредственное отношение к миграционной способности бокситов. В частности, не ясно поведение обломков в аллювии рек, русло которых имеет различное строение (коренные породы, осадки), каково влияние химического состава вод на влекомый материал и т. д.

Эти выводы, разумеется, нуждаются в уточнении. Не исключено, что указанные здесь величины дальности переноса терригенного бокситового материала будут в какой-то степени исправлены. Из всех приведенных материалов один вывод не подлежит сомнению: на дальность переноса бокситов существенное влияние оказывает их состав. Чем больше в них железистых бобовин (а это наиболее прочный материал, возникающий из окислов железа и гидроокислов алюминия), тем они прочнее и тем больший путь они могут пройти при переносе ручьями и реками.

ЛИТЕРАТУРА

- Бгатов В. И., Казаринов В. П., Шерман М. Л. Перспективы поисков латеритных бокситов в Сибири.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 2.
Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., «Недра», 1971.
Лаврушин Ю. А., Щукина Е. И. Материалы по бокситоносности Приенисейского района.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Попов В. И., Маркова С. Л., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963.
Резапов А. Н., Родин Р. С., Филатов В. Ф. Промежуточный источник бокситового материала на территории западной окраины Сибирской платформы. Тр. СНИИГГиМС, Новосибирск, 1967, вып. 66.
Родин Р. С., Лоскутов Ю. И., Назаров Б. В., Резапов А. Н., Филатов В. Ф., Черкасов Г. Н. Бокситоносные мезозойско-кайнозойские коры выветривания западной части Сибирской платформы.— Сб.: Рудоносные коры выветривания. М., «Наука», 1974.

СНИИГГиМС,
Новосибирск

Дата поступления
21.V.1975

УДК 551.46 : 550.35 : 550.4 (265/266)

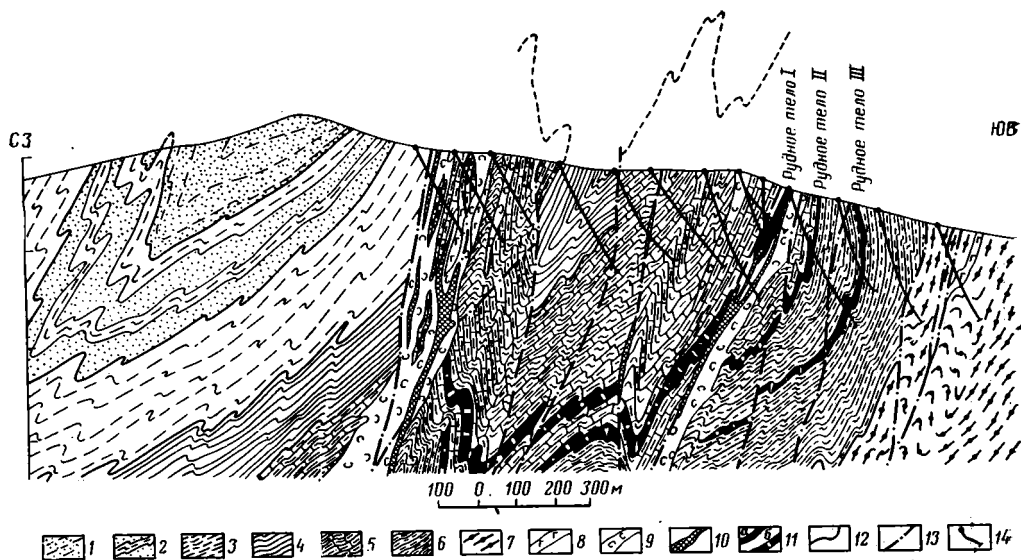
ИСТОЧНИКИ СЕРЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ХОЛОДНИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Н. М. ЗАИРИ, Т. П. КУЗНЕЦОВА, Г. В. РУЧКИН,
В. П. СТРИЖЕВ**

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ РУД ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Руды Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения приурочены к сложнодислоцированным метапелитовым толщам верхнего протерозоя и вместе с ними претерпели интенсивные метаморфические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой серии глубинности (Ручкин и др., 1973). На месторождении выделяются рудные тела двух морфологических типов—стратиформные и секущие, занимающие отчетливо разное положение в структуре и разрезе месторождения (фиг. 1) и различающиеся рядом других особенностей.

В разрезе месторождения богатые стратиформные рудные залежи приурочены к границе метаморфизованных слабоизвестковистых кремнисто-псаммитовых осадков (пачка графитсодержащих кварцитов) с из-



Фиг. 1. Схематический геологический разрез Холоднинского месторождения по профилю 69. Осадочно-метаморфические породы перевальской свиты; пачка: 1 — кварцитов, 2 — переслаивающихся графитосодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев и кварцитов, 3 — графитосодержащих кварц-слюдисто-гранатовых сланцев, 4 — графитосодержащих кварц-слюдистых и слюдистых сланцев, 5 — графитосодержащих слюди-то-карбонатных и кварц-карбонатных сланцев, 6 — графитосодержащих кварцитов; 7 — осадочно-метаморфические породы авкитской свиты; 8 — тела амфиболитов; 9 — зоны высокотемпературных метасоматитов; 10 — зоны прожилково-вкрапленных руд; 11 — пластовые (стратиформные) колчеданные и колчеданно-свинцово-цинковые рудные залежи; а — установленные, б — прогнозируемые; 12 — стратиграфические границы между свитами и пачками; 13 — разрывные нарушения; 14 — буровые скважины

вестково-глинистыми (пачка графитосодержащих слюдисто-карбонатных и кварц-карбонатных сланцев).

В центральной части месторождения на этом горизонте выделяются три рудных тела, разделенные промежутками безрудных или слабооруденелых пород мощностью от 30 до 100 м. Все три тела имеют форму пластообразных залежей. Общая морфология рудных тел определяется их тесной связью со слоистой рудовмещающей средой, в которой они залегают согласно. Положение секущих руд контролируется разломами северо-восточного простирания. Рудные тела имеют сложную форму и представлены линзообразными или штокообразными телами прожилково-вкрапленных руд с отходящими от них апофизами. Как видно из таблицы, стратиформные и секущие руды различаются по текстурным и структурным особенностям, а также составу слагающих их минеральных ассоциаций. В частности, для секущих руд характерным минералом является пирротин, редко отмечающийся в ассоциациях стратиформных руд.

Помимо указанных руд, на месторождении известно медно-никелевое оруденение, пространственно и генетически связанное с телами гипербазитов верхнего протерозоя, а также пирротиновая минерализация, равномерно распределенная в виде послойной вкрапленности во вмещающих графитосодержащих сланцах.

Для выявления источника (или источников) серы сульфидов на месторождении, а также некоторых вопросов их формирования, наличия или отсутствия генетической связи с комплексом ультраосновных пород было выполнено более 80 определений изотопного состава серы в сульфидах, отобранных из различных частей рудной залежи. Этими

Геолого-минералогическая характеристика руд Холоднинского месторождения

Морфология рудных залежей	Минеральные ассоциации	Текстуры руд	Структуры руд	Количественная роль рудных минералов в ассоциациях, % от массы рудных	Промышленные типы руд
Стратиформные	Пиритовая с галенитом и сфалеритом	Слоистая, асимметрично-полосчатая, послойно-вкрапленная, цепочечная, массивная	Гранобластовая, мозаичная с реликтовыми радиально-лучистой, концентрически-зональной, кристаллически зональной	Пирит, 60—100; сфалерит, 0—20; галенит, 0—20	Колчеданные
	Кварц-пирит-галенит-сфалеритовая	Пятнистая, массивная, полосчатая, брекчиевиднополосчатая	Гранобластовая, аллотриоморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая, метакристаллическая	Пирит, 25—100; галенит, 0—30; сфалерит, 0—45	Колчеданные и колчеданно-свинцово-цинковые
	Кварц-карбонат-сфалеритовая	Порфировая микротекстура, полосчатая, массивная, прожилковая	Порфиromетакристаллическая, аллотриоморфно-зернистая	Сфалерит, 50—75; пирит, 15—30; галенит, 5—25	Колчеданно-свинцово-цинковые
Секундарные	Пирит-галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновая	Прожиликово-вкрапленная, гнездовидно-вкрапленная	Аллотриоморфно-зернистая, гипидиоморфно-зернистая, метакристаллическая, пластинчатая, распады твердых растворов	Пирротин, 35—60; халькопирит, 0—30; сфалерит, 0—35; пирит, 5—30; галенит, 0—25	Колчеданно-полиметаллические

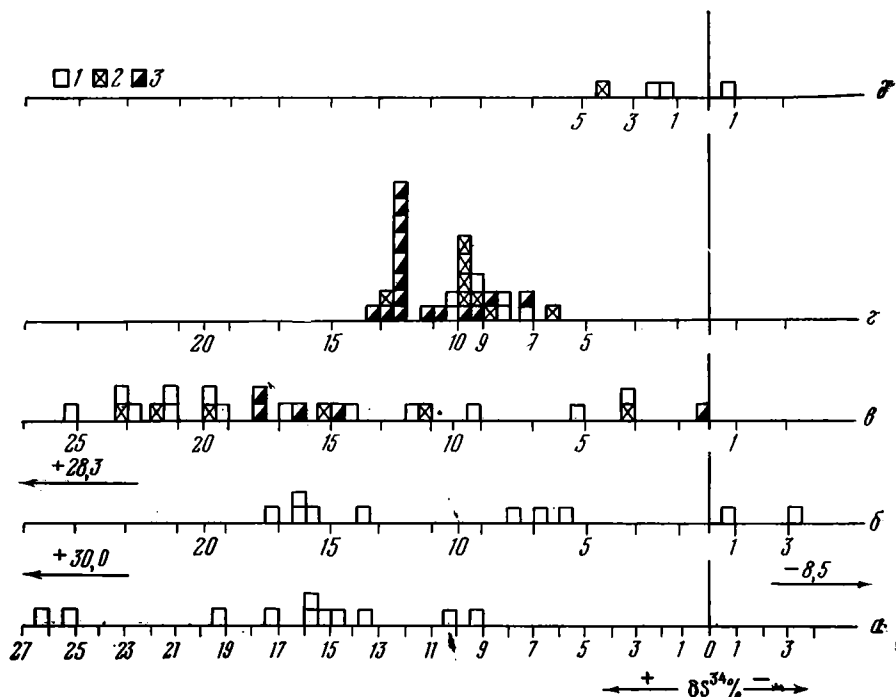
анализами охарактеризованы генерации пирита, сфалерита, галенита и пирротина из главных парагенетических минеральных ассоциаций. С целью сопоставления с последними были также изучены сульфиды, связанные со становлением комплекса ультраосновных пород.

Определение изотопного состава серы проводилось в Лаборатории изотопных исследований ЦНИГРИ на масс-спектрометре МИ-1305 по известной методике (Устинов, Гриненко, 1965). Воспроизводимость результатов составляла $\pm 0,3\% \delta S^{34}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СЕРЫ СУЛЬФИДОВ СТРАТИФОРМНЫХ РУД И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

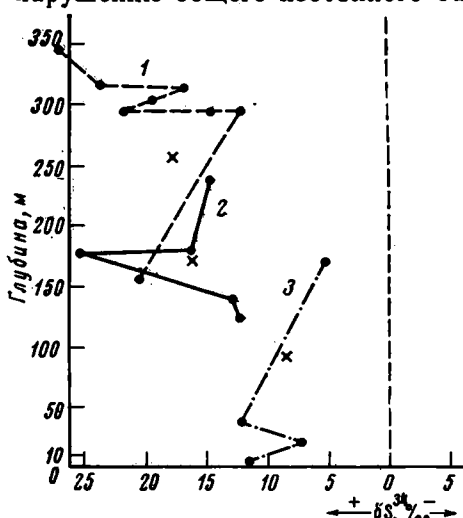
На фиг. 2, а—в приведены результаты анализа изотопного состава серы сульфидов колчеданных и колчеданно-свинцово-цинковых стратиформных руд. Как видно, сера сульфидов данной морфологической разновидности оруденения характеризуется широкой дисперсией значений δS^{34} (от $-8,5$ до $+30,0\%$). При этом основная масса исследуемых образцов характеризуется повышенными содержаниями изотопа S^{34} . Однако наряду с образцами с этой закономерностью имеется ряд образцов сульфидов, сера которых обогащена «легким» изотопом до $8,5\%$. Известно, что широкая дисперсия значений δS^{34} характерна для тех сульфидов, сера которых была регенерирована сульфатредуцирующими бактериями в субмаринных условиях. В зависимости от первичных условий редукции бактерии в одних случаях избирательно извлекают из водного сульфат-иона изотоп S^{32} , накапливая его в восстановленных формах, в других предпочтение отдается «тяжелой» сере (Виноградов и др., 1962; Виноградов, Гриненко, 1964). Регулирующими факторами этого процесса наряду с другими являются концентрация сульфат-иона в сфере жизнедеятельности бактерий и интенсивность его редукции (Nakai, Jensen, 1960; Мехтиева и др., 1964).

Ряд экспериментальных работ и исследования на природных объектах показали, что в зависимости от проявленности этих факторов редукция протекает то в открытой системе (медленная редукция неограниченного количества SO_4^{2-}) с накоплением изотопа S^{32} , то в закрытой, где из-за дефицита сульфат-иона в сфере жизнедеятельности бактерий происходит быстрое восстановление проникающего в клетку SO_4^{2-} с последующим накоплением тяжелого изотопа (Jones, Starkey, 1957;



Фиг. 2. Распределение величин δS^{34} в сульфидах Холоднинского месторождения
 а — пириты с реликтами первичных структур из стратиформных колчеданных руд;
 б — перекристаллизованные пириты стратиформных колчеданных руд;
 в — сульфиды стратиформных колчеданно-свинцово-цинковых руд; г — сульфиды секущих прожилково-вкрапленных руд; д — сульфиды из ультраосновных пород; 1 — пирит; 2 — пирротин; 3 — сфалерит, галенит

Nakai, Jensen, 1960; Еременко, Мехтиева, 1961; Виноградов и др., 1962). При этом длительность процесса бактериальной редукции приводит к нарушению общего изотопного баланса SO_4^{2-} в бассейне. В силу этого



Фиг. 3. Распределение величин δS^{34} сульфидов в рудных телах по профилю 69

1 — в рудном теле III; 2 — в рудном теле II; 3 — в рудном теле I; x — средние значения δS^{34} для отдельных рудных тел

средние значения δS^{34} в ранее образованных порциях H_2S должны отличаться от таковых в более поздних. Наличие описываемого изотопного сдвига было зафиксировано нами при изучении трех рудных тел на месторождении (фиг. 3). Как видно, наиболее изотопно тяжелые сульфиды зафиксированы в рудном теле I, наименее — в рудном теле III. Рудное тело II занимает промежуточное положение.

Все приведенные выше признаки характерны для сульфидов рудных тел, сформированных в условиях замкнутого мелководного бассейна. Имеющиеся геологические факты подтверждают это положение (Ручкин и др., 1973).

Таким образом, выявленные закономерности в вариациях величин δS^{34} в сульфидах, слагающих стратиформные залежи Холоднинского месторождения, указывают на оса-

дочно-биогенную природу сульфидной серы. Систематическая же обогащенность этих залежей изотопом S^{34} может свидетельствовать как об условиях сульфатредукции, так и о типе бассейна, в котором были сформированы рудные залежи.

В результате минераграфических исследований среди пиритов, слагающих пластовые залежи колчеданных руд, были выделены реликтовые колломорфные (пирит I) и гетерогранобластовые удлинненно-зернистые (пирит II) агрегаты дисульфида железа. Образование последнего связано с полной метаморфической перегруппировкой реликтового пирита.

В выделенных генерациях пирита был изучен изотопный состав серы, что дало возможность авторам проследить воздействие метаморфического преобразования рудного вещества на вариации величин δS^{34} . Оказалось, что по изотопным характеристикам сера как в реликтовых, так и в преобразованных пиритах имеет близкие пределы вариаций (см. фиг. 2, а, б). По-видимому, это может свидетельствовать об их генетическом родстве. Если справедливо последнее положение, то авторы приходят к одному из важных выводов: в процессе метаморфического преобразования первично гетерогенной сульфидной основы, в силу определенных условий процесса, сохраняются изотопные отношения во вновь образованных сульфидах.

Рассмотрим последнее положение. Согласно экспериментальным данным (Гриненко, Гриненко, 1974), при высокотемпературном переотложении сульфидов сера переотложенных минералов изотопно утяжеляется на 2—3‰ по сравнению с исходным материалом.

Однако следует иметь в виду, что при экспериментальных исследованиях, во-первых, исходный материал был однородным, а во-вторых, переотложение осуществлялось в процессе растворения исходного материала, его переноса и отложения в новых физико-химических условиях. Термодинамически этот процесс протекал в открытой системе.

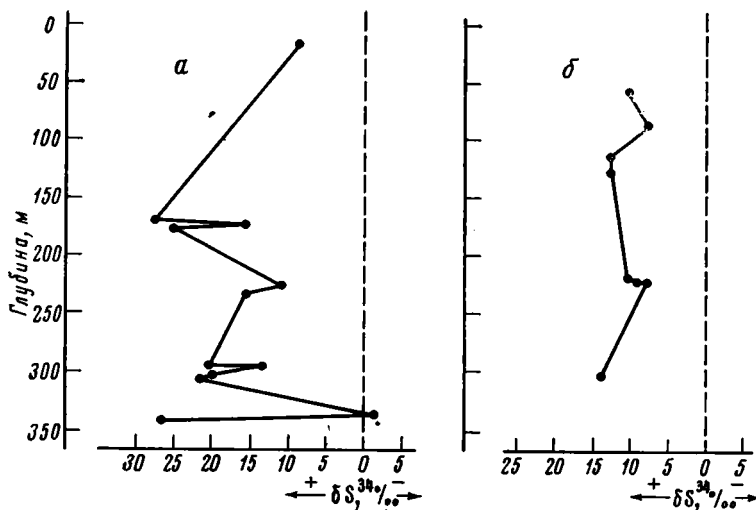
Что же происходило в рассматриваемом нами частном случае? Первичная сульфидная основа Холоднинского месторождения была гетерогенной в изотопном отношении, а перекристаллизованные сульфиды в целом унаследовали первичный изотопный состав серы без существенной ее гомогенизации. Подобная идентичность в изотопном составе первичных и метаморфизованных на прогрессивном этапе регионального метаморфизма сульфидов, вероятно, указывает на то, что процесс перекристаллизации протекал *in situ*, в закрытой системе (Заири, Стрижев, 1974).

Таким образом, исходя из приведенных данных, авторы приходят к выводу о том, что в случае локального характера переотложения вновь образовавшиеся агрегаты должны наследовать изотопный состав первично сегрегированных сульфидов.

Как было показано (Ручкин и др., 1973), пластовые колчеданно-свинцово-цинковые руды (пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация) также испытали значительную метаморфическую перекристаллизацию. Пиритам и галенитам этих руд свойственны вариации величин δS^{34} в тех же пределах, что и пиритам I и II, т. е. первичная природа серы как колчеданных, так и колчеданно-свинцово-цинковых руд была идентичной (см. фиг. 2, а—в).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СЕРЫ СУЛЬФИДОВ СЕКУЩИХ ПРОЖИЛКОВО-ВРАПЛЕННЫХ РУД И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сульфидам, слагающим данный тип оруденения, присущи резко отличные пределы вариаций изотопного состава серы (фиг. 2, г, фиг. 4). Ведущие минералы прожилково-вкрапленных руд характеризуются



Фиг. 4. Закономерности вариаций δS^{34} в рудных телах, вскрытых скв. 23

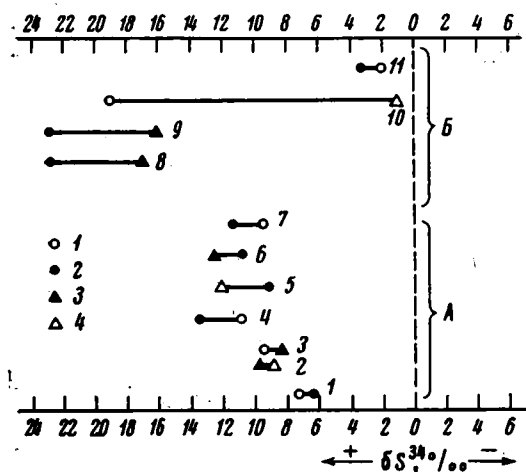
Руды: а — стратиформные, б — прожилково-вкрапленные

следующими пределами вариаций δS^{34} : пирротин — от +6,0 до +12,5‰; пирит — от +7,0 до +10,5‰; сфалерит и галенит — от +7,0 до +13,5‰.

Другим характерным признаком в распределении величин δS^{34} является наличие двух максимумов у значений +9,5 и +12,0‰. При этом обращает внимание приуроченность основной массы пирита и пирротина к максимуму у $\delta S^{34} = +9,5‰$, а галенит и сфалерит концентрируются у значений $\delta S^{34} = +12,0‰$.

Относительная однородность распределения изотопного состава серы в сульфидах прожилковых руд говорит о том, что они были отложены из гомогенных высокотемпературных растворов. Наличие же ряда максимумов у тех или иных значений δS^{34} может свидетельствовать о неоднородности формирования сульфидных руд (Заири и др., 1974).

Исследования, проведенные на ряде сосуществующих сульфидов (пирит — пирротин — сфалерит — галенит), показали, что в одних случаях отмечаются ассоциации, которые кристаллизовались в условиях, близких к равновес-



Фиг. 5. Изотопный состав серы в сосуществующих сульфидах

1 — пирит; 2 — пирротин; 3 — сфалерит; 4 — галенит; руды: А — прожилково-вкрапленные, Б — стратиформные

ным (фиг. 5, А, 1—3). Незначительная же разница в изотопном составе серы в сосуществующих сульфидах может свидетельствовать об относительно высокотемпературных условиях их кристаллизации. В этих же рудах отмечены пары сульфидов, для которых установлены неравновесные условия кристаллизации (фиг. 5, А, 4—7). Наличие последних дает возможность предполагать, что неравновесность в данном случае

обусловлена неодноактностью формирования сульфидных минералов в исследуемых ассоциациях.

С целью сопоставления были изучены пары сульфидов из стратиформных колчеданно-свинцово-цинковых руд (фиг. 5, Б). Как видно, последние резко отличны от таковых для прожилкового типа оруденения, а полученную разницу δS^{34} в сосуществующих сульфидах можно считать типичной для ассоциаций минералов, сформированных в процессе осадочно-диагенетического накопления рудного вещества.

Вопрос об источнике серы сульфидов прожилково-вкрапленных руд является дискуссионным. Геологическая обстановка на месторождении позволяет предполагать несколько вариантов его решения. Источником серы в рассматриваемых рудах могли быть сульфиды стратиформных руд из нижележащих горизонтов. Кроме того, возможна парагенетическая связь прожилково-вкрапленного оруденения с комплексом ультраосновных пород. Однако сопоставление средних значений δS^{34} сульфидов, генетически связанных с ультраосновными породами, с таковыми прожилково-вкрапленного типа оруденения (фиг. 2, г, д) отчетливо указывает на различие в источниках их серы. Существенное же отклонение средних значений δS^{34} от метеоритного уровня может свидетельствовать о коровом источнике серы сульфидов прожилково-вкрапленного типа оруденения.

Вместе с тем, учитывая приведенные выше факты, авторы полагают, что наиболее вероятным источником серы рассматриваемого типа оруденения явились сульфиды стратиформных колчеданных и колчеданно-свинцово-цинковых руд, залегающих в стратиграфически более глубоких горизонтах месторождения. В процессе их метаморфической регенерации сульфиды, слагающие прожилково-вкрапленный тип минерализации, были вынесены и переотложены метаморфогенными растворами, циркулировавшими на регрессивном этапе метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. Изотопный состав серы сульфидов, слагающих стратиформные рудные залежи Холоднинского месторождения, показывает, что они были образованы сингенетично с вмещающими породами, в условиях мелководного замкнутого бассейна.

2. В процессе метаморфического преобразования изотопно неоднородного сульфидного субстрата (прогрессивный этап регионального метаморфизма) перекристаллизованные сульфиды в целом наследуют первичный изотопный состав серы без существенного ее усреднения. Процесс перекристаллизации сульфидов протекал *in situ*, в закрытой системе.

3. Сера сульфидов из секущих прожилково-вкрапленных руд имеет более высокотемпературную и гомогенную природу.

4. Наиболее вероятным источником серы сульфидов секущих прожилково-вкрапленных руд можно считать стратиформные залежи глубоких горизонтов месторождения. В результате высокотемпературного преобразования (регрессивный этап регионального метаморфизма) с последующим переотложением изотопный состав серы регенерированных сульфидов был усреднен.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав серы в отложениях Черного моря.— *Геохимия*, 1962, № 10.
Виноградов А. П., Гриненко В. А. Изотопный состав серы осадочных пиритов.— В кн.: *Химия земной коры*, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964.
Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.

- Еременко Н. А., Мехтиева В. Л. Роль микроорганизмов в процессах фракционирования стабильных изотопов серы.— *Геохимия*, 1961, № 2.
- Заири Н. М., Стрижев В. П. Изотопный состав серы сульфидов Холодининского колчеданно-полиметаллического месторождения.— В кн.: Тезисы докладов на V Всесоюзном симпозиуме по геохимии стабильных изотопов, ч. I. М., 1974.
- Заири Н. М., Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Роль изотопов серы при установлении стадийности процессов минералообразования.— В кн.: Тезисы докладов на IV Симпозиуме — Варна, IAGOD, София, 1974.
- Михтиева В. Л., Кондратьев Р. М., Чурмантеева М. Н. Фракционирование стабильных изотопов серы в процессе бактериальных окислительно-восстановительных реакций.— В сб.: Химия земной коры, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П. Метаморфизм колчеданно-полиметаллических руд Холодининского месторождения (Северное Прибайкалье).— *Геол. рудн. месторожд.*, 1973, № 6.
- Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы. М., «Наука», 1965.
- Jones G. E., Starkey R. L. Fractionation of stable isotope of sulfur by microorganisms and their role in deposition of native sulphur.— *Appl. Microbiol.*, v. 5, No. 2. 1957.
- Nakai N., Jensen M. L. Biogeochemistry of sulfur isotopes.— *J. Earth. Sci., Nagoya Univ.*, No. 8, 1960.
- Nakai N., Jensen M. L. The Kinetic isotope effect in the bacterial reduction and oxidation of sulfur.— *Geochim. et cosmochim. acta*, v. 28, No. 10, 1964.

ЦИНГРИ,
Москва

Дата поступления
18.IV.1975

УДК 552.53 : 550.4

О ПРОИСХОЖДЕНИИ БОРАТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КЕМБРИЙСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. М. ПУСТЫЛЬНИКОВ

Впервые бораты в нижнекембрийских соленосных отложениях обнаружены в доломитах усольской свиты еще в 50-х годах (Воронова, 1960). Позже бораты — данбурит, стронциохильгардит, а также преображенскит и хильгардит — обнаружены в сульфатно-карбонатных породах ангарской свиты (Кулигина и др., 1966; Святочевская, 1970; Соколов, 1970). Выявлена региональная распространенность и четкая стратиграфическая приуроченность боратной минерализации на северо-восточной и восточной окраинах кембрийского соленосного бассейна. Однако попытка объяснить генезис этой минерализации в рамках классической теории галогенного осадконакопления до настоящего времени отсутствует.

Существует общая схема геохимии бора в процессе галогенеза, разработанная М. Г. Валяшко. По этой схеме, в ходе чистого испарения морской воды бор накапливается в рапе вплоть до эвтоники, и галогенные бораты выделяются уже после садки бишофита. В случае значительного развития процессов метаморфизации рассолов (при периодическом поступлении в солеродный бассейн вод разного генезиса) ощутимая часть бора из морской воды может быть увлечена карбонатно-сульфатными осадками. Первый процесс в реальной геологической обстановке реализуется довольно редко, чаще бор из морской воды теряется задолго до садки калийных солей. Экспериментальные данные Т. В. Галаховской (1967) и И. К. Жеребцовой (Жеребцова, Волкова, 1966), изучавших поведение бора при испарении и метаморфизации

морской воды и ее концентратов, показывают, что если в ходе испарения бор очень незначительно теряется на стадии садки карбонатов, то в процессе метаморфизации в осадок выпадает значительная часть бора. Одновременно в осадок переходит большая часть стронция.

Экспериментальные данные подтверждаются проведенными нами исследованиями илов зоны смешения Кара-Богаз-Гола, где происходит метаморфизация каспийской водой рассолов залива (Байлиева и др., 1974). В результате этого процесса в осадок вместе с карбонатами кальция и магния увлекается значительная часть основных микрокомпонентов, содержащихся в каспийской морской воде: В, Sr, Ba, F, P₂, O₃. В гипс-карбонатных илах зоны смешения содержания В₂O₃ достигают 0,15—0,18% (против 0,006—0,01% в осадках более удаленной от пролива гипс-глауберитовой зоны), стронция — 0,5—1,5% (против 0,1—0,2% в илах внутренних частей залива), бария — 0,05—0,06% (в илах внутренних зон 0,01%), фтора — первые десятые %, P₂O₅ — до 0,06% (в илах внутренних частей залива содержание этих компонентов 0,001%). В зоне смешения выпадает в осадок также основная масса выносимой из Каспия органики.

Даже при наличии не столь значительных содержаний бора в осадке (породе) в ходе диагенеза осадков и их литификации возможно образование собственных минералов бора: в литифицированных сульфатно-карбонатных породах зоны смешения Кара-Богаз-Гола, захороненных на глубины в первые десятки метров, найден фосфоборат — люнебургит (Вахрамеева, Воронова, 1960).

Сходный механизм обогащения бором и другими микрокомпонентами морской воды осадков определенных фаций солеродных бассейнов можно предположить и для древних соленосных отложений, в том числе и для кембрийских. По существующим в настоящее время представлениям о палеогеографии кембрийского солеродного бассейна Сибирской платформы, район Илгинской впадины (зоны распространения боратной минерализации) в ангарское время является окраиной солеродного бассейна, пограничной с областью, занятой морем нормальной солености (Писарчик и др., 1967). В этой части солеродного бассейна происходило смешение вод морского питания, поступавших с карбонатного шельфа, и рассолов солеродного бассейна. В ходе смешения вод разных гидрохимических типов в этой фациальной зоне вместе с доломитами выделилась большая часть вносимого морскими водами сульфата кальция — формировался сульфатный барьер. Здесь же было осаждено большое количество внесенного морскими водами органического вещества и вместе с карбонатами, сульфатами кальция и органикой осаждалась, по-видимому, большая часть микрокомпонентов морской воды, в том числе и бора.

Боратопроявления приурочены к карбонатным и сульфатно-карбонатным породам, обогащенным, по сравнению с породами внутренних частей бассейна, стронцием, барием, фтором, органическим веществом. Обогащенные бором породы, особенно ангидрит-доломиты и тонкослоистые ангидриты, содержат от десятых долей до первых процентов стронция, и в них даже встречаются макровыделения собственных минералов стронция — стронциохильгардита, кроме того, они содержат десятые доли процента бора, до 0,5—0,7% фтора, скопления углистого вещества, битумы, более легкие фракции нефтей и газы органического происхождения. Среди вмещающих бораты пород имеются черные углистые доломиты, углистые карбонатные сланцы и тонкослоистые ангидриты, в которых переслаиваются тонкие (1—2 мм) прослойки ангидрита и углистого вещества.

Содержание вышеперечисленных компонентов на тех же и на других стратиграфических уровнях ангарской свиты в других частях кембрийского бассейна почти на порядок ниже: Sr — от 0,02—0,04% в доло-

митах до 0,1—0,2% в ангидритах; B_2O_3 — до 0,01—0,02% в доломитах и мергелях; явственные признаки наличия первичного органического вещества отсутствуют. Максимальные содержания бора здесь приурочены, с одной стороны, к доломитам (что соответствует экспериментальным данным, указывающим на потерю небольших количеств бора при испарении с карбонатами), с другой — к глинам, где иногда встречаются аутигенные и обломочные кристаллики турмалина. Таким образом, литолого-геохимические особенности борсодержащих пород Илгинской впадины в значительной мере сходны с таковыми для осадков зоны смещения Кара-Богаз-Гола. Кара-Богаз-Гол может служить современной моделью поведения бора в начальных стадиях галогенеза.

Возникновение макроскопических выделений минералов бора связано с перераспределением вещества в ходе постседиментационных процессов, когда происходила миграция и собирательная перекристаллизация борных минералов. Желваки, выделения данбурита неправильной формы и розетки стронциохильгардита (размеры выделений от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) приурочены к геохимическим барьерам — чаще всего к прослойкам углистого вещества внутри хемогенных пород, углистым доломитам, стилолитовым швам, контактам пород разного состава: доломит — ангидрит, доломит — каменная соль. Возникновение постседиментационных крупных агрегатов и сростков среди этих пород не является чем-то исключительным, присутствующим только боратам. В результате постседиментационных (диагенетических и эпигенетических) процессов сформировались крупные минеральные агрегаты кремней, пластинчатые кристаллы доломита на контактах доломит — галит (с размерами кристаллов до 2 см), псевдооктаэдры доломита в доломит-ангидритовых породах, кристаллы и скопления пирита и серы.

Предложенное объяснение механизма формирования боратной минерализации в окраинной части кембрийского бассейна не является единственным и бесспорным. Не исключено, что какую-то роль в обогащении осадков бором играл синхронный осадконакоплению вулканизм. Я. Я. Яржемский (1968) вообще считает боронакопление в солеродных бассейнах морского типа вулканогенно-осадочным. Однако для Сибирской платформы никаких данных о проявлениях синхронного кембрийскому соленакоплению вулканизма не имеется, само же наличие боратов аргументом в пользу наличия вулканизма не является. Поэтому вопрос о возможном привносе в бассейн эндогенного бора в настоящее время не решен. Некоторую ясность в это могло бы внести изучение изотопных отношений бора в обогащенных бором породах и боратах. Наличие ощутимой связи боратов и углистого вещества оставляет открытым вопрос, исчерпывалась ли роль органического вещества тем, что оно являлось только геохимическим барьером?

ЛИТЕРАТУРА

- Баймиева Г. Г., Колосов А. С., Пустыльников А. М. Распределение бора в донных осадках зоны смещения Кара-Богаз-Гола: — Изв. АН ТуркССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1974, № 2.
- Вахрамеева В. А., Воронова М. Л. Люнебургит из Кара-Богаз-Гола и Узун-Су. — Тр. ВНИИГалургии, 1960, вып. 40.
- Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских отложений юго-восточной части Сибирской платформы. — Тр. ВНИИГалургии, 1960, вып. 40.
- Галаховская Т. В. Распределение бора, лития и стронция при метаморфизации морской воды и продуктов её концентрирования. — Тр. ВНИИГалургии, 1967, вып. 52.
- Жеребцова И. К., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение поведения микрокомпонентов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера. — Геохимия, 1966, № 7.
- Кулигина В. М., Другов Г. М., Яржемский Я. Я. Данбурит и стронциохильгардит нижнекембрийских соленосных отложений Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6.

Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А. Палеография Сибирской платформы в кембрии.— Тр. ВСЕГЕИ, информ. сообщ., серия геол. месторожд. полезн. ископ., М., ОНТИ ВИАМС, 1967, № 13.

Святочевская М. М. Бороносность отложений ангарской свиты Илгинской впадины Иркутского амфитеатра.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1970, вып. 116.

Соколов П. Н. Преображенскит и хильгардит из кембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— Геол. и геофизика, 1970, № 2.

Яржемский Я. Я. К вопросу о возможности отложения боратов из эвтонической рапы в солеродных бассейнах.— Сов. геология, 1968, № 2.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Дата поступления
9.VII.1975

УДК 552.163(477)

О СУБСТРАТЕ ПИРОКСЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНГУЛО-ИНГУЛЕЦКОГО РАЙОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

А. С. ВОЙНОВСКИЙ

Пироксеновые гнейсы в пределах Ингуло-Ингулецкого района наблюдаются в виде маломощных прослоев среди биотит-плагиоклазовых гнейсов и представлены равномернозернистыми темно-сиро-зелеными породами массивного сложения со слабо выраженной сланцеватостью и гранобластовой или гетерогранобластовой структурой. Состоят из пироксена, плагиоклаза, кварца, биотита, карбоната и амфибола, в акцессорном количестве присутствуют: апатит, сфен (титанит) и изредка циркон, турмалин.

Плагиоклаз (50—55%) основной (андезин, № 30—42), пироксен моноклинический (10—30%) диопсид-геденбергитового ряда — таблитчатые или неправильной формы зерна с пойкилитовой структурой, по которым развивается зеленая роговая обманка (актинолит); количество последней в породе непостоянно и зависит от степени развития диафтореза; в единичных случаях встречаются зерна ромбического пироксена — гиперстена. Кварц (15—25%) содержится в виде равновеликих с плагиоклазом зерен округлой и чаще неправильной формы. Карбонат (кальцит) ксеноморфный присутствует в породе в незначительном количестве и ассоциирует главным образом с темноцветными минералами. На левобережье Днепра в гнейсах содержание карбоната повышается до 5—7%, а в отдельных прослоях до 15—20%; в таких случаях порода приобретает роговикоподобный облик и переходит в карбонатно-пироксеновый кристаллический сланец, в котором в значительном количестве также присутствует и плагиоклаз (лабрадор — битовнит). Сфен (до 1,5—2%) образует неправильные или удлиненно-овальные желто-бурые зерна, ассоциирующие с пироксеном, эпидотом и цоизитом.

О природе первичного субстрата данных пород у исследователей существуют разноречивые представления. По мнению Ю. Ир. Половинкиной (1967), это метаморфизованные первичноосадочные образования; И. М. Этингоф (1968) считает их измененными основными эффузивами и их туфами. Такое двойственное толкование генетической природы этих пород вызвано прежде всего изменчивостью их химического состава, по-видимому, обусловленной различной степенью метаморфизма. Так, на правобережье Днепра, где пироксеновые гнейсы наблюдаются среди биотитовых гнейсов в виде будинированных пластов мощ-

Химические анализы пироксен-плагиоклазовых гнейсов

Оксид	1	2	3	4
SiO ₂	69,58	53,62	57,88	59,34
TiO ₂	0,32	0,44	0,51	0,70
Al ₂ O ₃	11,87	12,26	11,98	12,25
Fe ₂ O ₃	0,43	1,39	0,67	1,31
FeO	2,87	4,51	3,31	3,80
MnO	0,12	0,438	0,384	0,192
MgO	1,79	1,78	1,83	2,39
CaO	7,37	18,05	16,90	13,02
Na ₂ O	3,60	0,44	0,74	1,77
K ₂ O	0,64	0,11	0,20	0,66
P ₂ O ₅	0,12	0,163	0,139	0,213
—H ₂ O	0,48	0,04	0,04	0,06
SO ₃	0,02	0,05	0,04	0,06
П. п. п.	1,03	6,36	5,50	4,08
Сумма	99,76	99,61	100,08	99,79

Числа П. Ниггли

<i>si</i>	285	154,7	180,3	192,0
<i>al</i>	28,8	20,7	21,8	23,1
<i>fm</i>	22,6	22,5	19,5	25,3
<i>c</i>	32,5	55,4	56,0	44,7
<i>alc</i>	16	1,4	2,6	6,9
<i>k</i>	0,1	0,14	0,15	0,2
<i>mg</i>	0,5	0,34	0,43	0,45

1 — правобережье Днепра, с. Омельник, каменоломня; 2 — левобережье Днепра, с. Недогарки, скв. № 690с, глубина 146, 7 м; 3 — там же, скв. № 691с, глубина 119,1 м; 4 — там же, скв. № 691с, глубина 219,6 м. Анализы выполнены в Центральной лаборатории треста «Киевгеология».

Таблица 2

Содержание металлов в биотитовых и пироксеновых гнейсах, вес. %

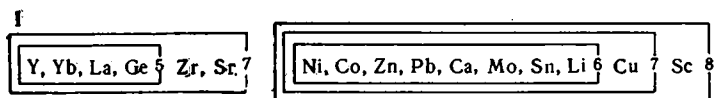
Элемент	Биотитовые гнейсы (средние содержания по 245 пробам)	Пироксеновые гнейсы (средние содержания по 42 пробам)	Содержание элементов в осадочных породах, по К. Таркяну и К. Ведеполу	
			глины	карбонатные
Ni	0,005	0,0066	0,0068	0,002
Co	0,0018	0,0017	0,0019	0,00001
Cu	0,0042	0,006	0,0045	0,0004
Pb	0,0028	0,0043	0,002	0,0009
Ga	0,0017	0,002	0,0019	0,0004
Zn	0,0073	0,0087	0,0095	0,002
Ba	0,0733	0,1	0,058	0,001
Zr	0,008	0,0057	0,016	0,0019
Sc	0,0013	0,0013	0,0013	0,0001
Sr	0,0165	0,0282	0,03	0,006
Be	0,0003	0,0003	0,0003	0,0000x
Yb	0,0002	0,0002	0,00026	0,00005
Y	0,0025	0,0025	0,0026	0,003
La	0,0031	0,0022	0,0092	0,001
Mo	0,0001	0,0001	0,00026	0,00004
Sb	0,0004	0,0004	0,0006	0,0000x

ностью от нескольких сантиметров до 0,2—0,3 м, фигуративные точки их химических анализов располагаются на диаграмме А. Н. Заварицкого (1932) в пределах границы кремнистых известняков и изверженных пород, а на графике А. Симонена (Simonen, 1953) — в поле изверженных пород. На левобережье Днепра пироксеновые гнейсы залегают в толще биотитовых гнейсов в виде ритмично повторяющихся прослоев мощностью 3 см — 4 м и редко более; фигуративные точки из химического состава располагаются на диаграмме А. Н. Заварицкого в поле мергелей и кремнистых известняков, а на графике А. Симонена — в поле карбонатных пород (табл. 1).

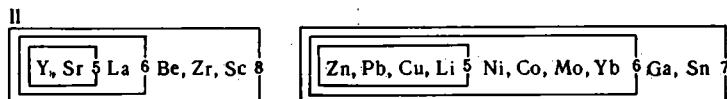
Значительный интерес для определения генетической природы пироксеновых гнейсов представляют сведения об их металлоносности. Металлоносность гнейсовых толщ изучалась при помощи приближенно-количественного спектрального анализа, данные анализов подвергались статистической обработке на ЭВМ «Минск-22» в лаборатории математических методов Института геохимии и физики минералов АН УССР. В результате выполненной обработки установлены типы распределения металлов, их средние значения и определены основные особенности поведения элементов в петрогенетическом процессе. Распределение большей части из выявленных металлов в биотитовых и пироксеновых гнейсах отвечает логарифмично-нормальному закону, что позволяет использовать среднее геометрическое для оценки истинного среднего (табл. 2).

Как видно из приведенной таблицы, средние содержания металлов в пироксеновых и биотитовых гнейсах существенно не различаются между собой и весьма близки к планетарным кларковым содержаниям малых элементов в осадочных породах.

Кроме того, при статистической обработке результатов спектральных анализов на ЭВМ с целью расшифровки природы первичного субстрата гнейсов между концентрациями перечисленных элементов рассчитаны корреляционные связи первого — девятого порядков по методу многократной корреляции, предложенному Л. И. Боровиковым и Ю. К. Бурковым (1968) для решения вопросов седиментогенеза. На основе последних установлены следующие ассоциации распределения микроэлементов по порядку связности: в биотитовых гнейсах —



в пироксеновых —



Полученные формулы принципиально не различаются и в какой-то мере напоминают ряды подвижности микроэлементов в осадочных породах.

Таким образом, приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что субстратом пироксеновых гнейсов, как и биотитовых, являлись первичноосадочные породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. В сб.: Генезис и классификация осадочных пород. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГК. М., «Наука», 1968.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ГОНТИ, 1932.
- Половинкина Ю. Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция материала Украинского кристаллического массива.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
- Этингоф И. М. Новые данные по стратиграфии.— Геол. ж., 1968, 28, 5, 95—98.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archaean supracrustal rocks in South — Western Finland.— Bull. Commiss geol. Finlande, 1953, No. 160.

Трест «Киевгеология»,
Киев

Дата поступления
17.II.1975

ХРОНИКА

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. Н. ХОЛОДОВ, В. И. КОПОРУЛИН

ПРОБЛЕМЫ ЛИТОЛОГИИ НА IX МЕЖДУНАРОДНОМ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОМ КОНГРЕССЕ

С 6 по 12 июля 1975 г. в Ницце (Франция), во дворце «Медитеран», проходили заседания IX Международного седиментологического конгресса. В работе конгресса приняли участие почти 1000 специалистов разных стран — Франции, СССР, США, Англии, Италии, Японии, Индии, Канады и мн. др. Большую организационную работу при подготовке конгресса провел университет Ниццы; президент конгресса проф. И. Гублер и ее заместитель проф. Ф. Манжин (Франция) сделали все для того, чтобы в трудной обстановке инфляции франка разместить в гостиницах города участников, обеспечить их программами заседаний и экскурсий, картами местности, тезисами докладов, билетами на поезд и самолеты.

Ведущих проблем в программе конгресса не было; 10 весьма условно выделенных тем охватывали все разнообразие вопросов, рассмотренных докладчиками. Среди них различались следующие темы: «Седиментологические индикаторы палеоклиматов, палеоширот, глубин осадконакопления и тектоническая основа для палеореконструкций в связи с глобальной тектоникой»; «Геохимические аспекты континентальной седиментации»; «Прогресс в седиментологических методах и технике» (главным образом тематические и экспериментальные данные); «Тектоника и седиментация»; «Осадконакопление на платформах»; «Механизм осадконакопления и оценка осадочных процессов»; «Прогресс в познании диагенеза»; «Современные осадки больших глубин»; «Седиментология и экономическая геология (осадочные месторождения)»; открытые темы.

В составе советской делегации в работе конгресса приняли участие А. М. Акрамходжаев, А. И. Анатольева, Р. А. Аракелян, П. Л. Безруков, И. М. Варенцов, М. А. Жарков, Ю. П. Казанский, В. И. Копорулин, М. В. Корж, Н. А. Крылов, М. А. Сатан, П. П. Тимофеев (глава делегации), Ч. М. Халифа-Заде, И. В. Хворова, В. Н. Холодов, А. Л. Яншин и Ф. Т. Яншина.

На различных секциях конгресса советскими литологами было сделано 13 докладов.

1. А. М. Акрамходжаев — «Особенности развития Ферганской межгорной впадины».
2. А. И. Анатольева — «Домезозойские красноцветные бассейны и некоторые черты их эволюции».
3. П. Л. Безруков — «Исследования глубоководных осадков на геологических полигонах в Тихом и Индийском океанах».
4. И. М. Варенцов — «Сравнительная характеристика процессов формирования железомарганцевых руд в современных шельфовых морях».
5. Ю. П. Казанский — «Палеоклиматическое значение морских доломитов».
6. В. И. Копорулин — «О специфике литогенеза осадочных толщ морского и континентального генезиса».
7. С. Г. Саркисян, М. В. Корж, Н. А. Крылова, А. К. Мальцева — «Эволюция юрских седиментационных бассейнов молодых платформ на территории СССР».
8. С. Г. Саркисян, Р. А. Аракелян, Ж. Б. Нисаньян — «Главные особенности палеозойских седиментационных бассейнов в Тавро-Кавказском регионе (Тетис)».
9. М. А. Сатан — «Литология и палеогеография офиолитовых депрессий Армении (Малый Кавказ)».
10. Ч. М. Халифа-Заде — «Геохимические аспекты литогенеза карбонатных раковин и биолитов в осадочных толщах».
11. И. В. Хворова — «Раннегеосинклинальные бассейны и их осадки (на примере Южного Урала)».
12. В. Н. Холодов — «О роли мантийного вещества в осадочной металлогении».
13. А. Л. Яншин — «Глубоководные осадки геологического прошлого».

Кроме того, в материалах Конгресса будут опубликованы еще восемь докладов советских литологов, которые не были заслушаны на заседаниях:

1. Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, А. И. Конюхов, Ю. И. Корчагина, И. А. Назаревич — «Сравнительный анализ постседиментационных изменений органического вещества в морских и континентальных осадках».

2. О. С. Вялов — «Тектонические факторы седиментогенеза в Карпатском флишевом бассейне».

3. А. Б. Вистелиус — «Главная задача математики в седиментологии».

4. Ю. С. Долотов — «О динамических условиях дифференциации и накоплении материала в верхней части шельфа».

5. Г. Н. Доленко — «Тектоника и седиментация в нефте-газосодержащих провинциях Украины».

6. М. А. Жарков — «Закономерности пространственного размещения палеозойских соленосных серий в связи с проблемами глобальной тектоники».

7. С. А. Сидоренко — «Органическое вещество в докембрии: успехи и проблемы в жознании и интерпретации».

8. П. П. Тимофеев — «Генетические основы формационного анализа осадочных образований».

После торжественного открытия конгресса 6 июля 1975 г. и вплоть до завершающего заседания работа его проводилась одновременно в трех секциях. Благодаря секционной работе участникам удалось заслушать и обсудить 363 доклада. Учитывая, что краткое содержание докладов было напечатано заранее и имелось у всех участников, на каждые сообщения и показ диапозитивов отпущалось 10 мин. По каждому сообщению задавалось несколько вопросов и делались очень краткие замечания. Дальнейшее обсуждение желающие проводили в кулуарах и в свободное время; это позволяло устанавливать более тесные контакты между учеными, интересующимися той или иной проблемой.

Ниже приводится краткая характеристика работы конгресса по темам.

По теме I — «Седиментологические индикаторы палеоклиматов, палеоширот, глубин осадконакопления и тектоническая основа для палеореконструкций в связи с глобальной тектоникой» — было заслушано 49 докладов. Одна группа докладов, к которым принадлежали сообщения Н. Chamley (Франция), L. Diester-Haass (ФРГ), J. C. Duplessy, L. Chenouard (Франция), Y. Lancelot (США), N. G. Maynard (США), F. Picha (Кувейт), U. von Rad, H. Rösch (ФРГ), была в основном построена на анализе материала, полученного при бурении глубоких скважин в океанах и морях. Используя литологические наблюдения, авторы пытались воссоздать палеогеографию отдельных участков дна мирового океана с учетом возможных горизонтальных перемещений континентов друг относительно друга. Одновременно эти построения позволили по-новому осветить генезис некоторых осадочных пород, таких, как кремни, диатомиты, черные сланцы, турбидиты.

Другая группа сообщений включала главным образом палеогеографические аспекты генезиса различных осадочных пород, слагающих континентальный блок. Этой проблеме были посвящены доклады А. И. Анатольевой (СССР), D. Curtis (США), W. R. Danner (Канада), M. Edwards (Норвегия), Ю. П. Казанского (СССР), A. Polsak, H. Leskovsek (Югославия), S. P. Vonder Haar (США), М. А. Жаркова (СССР). Ими рассматривались палеогеографические условия образования красноцветных формаций, доломитов, соленосных толщ, известняков, тиллитов, кремнистых пород. Особо следует отметить доклад G. Einsele, J. Wiedman (ФРГ), в котором на примере верхнемеловых отложений Марроко была сделана очень интересная попытка суммировать палеонтологические, геохимические и седиментологические признаки абвеллинга в древних осадочных отложениях.

По теме II — «Геохимические аспекты континентальной седиментации» — было сделано 32 доклада. Довольно большая группа докладов оказалась посвященной исследованию условий образования парагенетических ассоциаций эвапоритовых минералов в соляных континентальных озерах. Этой проблеме касались G. Conrad (Франция), J. A. De La Rena, P. Bermejo, C. Alvarez (Испания), P. P. Hudac, P. Sonnenfeld, A. Turek (Канада), F. Blair, F. J. Pearson, S. L. Rettig, H. P. Eugster (США), J. M. Lafon (США), G. J. Smith, J. Friedman (США), P. Sonnenfeld (Канада). В последнем докладе были описаны верхнемиоценовые эвапориты Средиземного моря. Он вызвал оживленный обмен мнениями о палеогеографической обстановке изучаемого отрезка времени в этом районе.

Вторая группа исследователей, в которую вошли J. C. Plaziat (Франция), R. K. Park, P. H. Wagner (США, Англия), G. Müller, U. Förstner (ФРГ), а также R. Matsumoto, A. Jijima (Япония), посвятила свои доклады происхождению доломита и связанным с ним карбонатным минералам в континентальных отложениях различных районов мира. Особый интерес вызвал доклад G. Müller, U. Förstner, которым удалось показать, что современные доломиты возникают в озерах, пещерах, почвах и вадозных зонах эоаланитов. Значение бактерий и водорослей в образовании карбонатных осадков охарактеризовали в своих сообщениях А. М. Boderгат, J. M. Triat, G. Truc (Франция), M. Don Simoni, D. Giot, J. Lang (Франция), а также E. Gavish (Израиль). Несколько докладов этой темы содержали статистический анализ распределения малых элементов в континентальных отложениях Европы и Америки.

Тема III — «Прогресс в седиментологических методах и технике» — была представлена 20 докладами; при этом наибольшее количество сообщений было посвящено применению математических методов при минералого-гранулометрических исследованиях различных осадочных образований. Этот вопрос разбирался A. Basu, L. J. Sutter (США), H. Burger (ФРГ), J. M. Jaquet, J. P. Vernet, R. L. Thomas (Канада), K. Suguro, A. M. Coimbra, L. R. Guardado (Бразилия), G. V. Chilingarian, H. N. Rieke (США).

Значению стохастических процессов в литогенезе и методам их исследования посвястил свой доклад А. Б. Вистелиус (СССР); принципы построения математических моделей при изучении разных процессов литогенеза охарактеризовал Р. Skala (ФРГ). Кроме того, выступавшие по теме III коснулись применения люминесцентного анализа, сканирующего микроскопа, разнообразных геофизических методов при решении частных литологических задач.

По теме IV — «Тектоника и седиментация» — было сделано 50 докладов. Общие вопросы тектонического районирования земной коры, выделение геоструктур первого порядка и связанная с ними специфика осадкообразования были рассмотрены в докладах R. W. Fairbridge (США), A. Lombard (Швейцария), C. S. Wang (Тайвань). Специальные заседания были посвящены разнообразным результатам горизонтальных тектонических движений, таким, как меланжи, олистостромы, макробрекчии и др. Литологические особенности этих образований были охарактеризованы в докладах G. Bertini, P. Bruni, G. Principi (Италия), W. D. Bruckner (Канада), G. Clauzon (Франция), R. Colacicchi, G. Piali, A. Praturlon (Италия), W. Finger (Швейцария), P. Gigot (Франция), K. Görlér (ФРГ), C. Kerckove (Франция), T. Norman (Турция), H. G. Reading (Англия), T. Shiki, S. Tokuhashi, N. Jmoto (Япония), J. Stevaux, G. Zolnai (Франция), R. Trümpy (Швейцария), F. B. Van Houten (США).

Большой интерес присутствующих вызвали вопросы непосредственного влияния растущих тектонических структур на процессы морского и континентального осадконакопления. Связь конседиментационной складчатости с перерывами в осадконакоплении, а также с подводными размывами, оползнями и разнообразными деформациями осадочных тектур была проанализирована на конкретных примерах в работах Р. Cotillon (Франция), Р. Sros (Франция), Г. Н. Доленко (СССР), R. Du Dresnay (Марокко), а также Р. Gigot, Y. Gubler, D. Haccard (Франция).

Много новых данных обсуждалось в докладах, посвященных флишу, молассам, а также генетическим типам глубоководных отложений (турбидиты, контуриты и др.) В сообщениях A. Coadou, B. Beaudoin (Франция), L. R. Contescu (США), R. Hesse (Канада), Z. Kukul (СССР), H. Okada, T. Matsumoto (Япония), О. С. Вялова (СССР) были показаны важнейшие особенности этих типов осадков, а также большая роль придонных течений в размыве слабо литифицированного исходного материала, определяющих формирование турбидитов.

По теме V — «Осадконакопление на платформах» — было выполнено 74 доклада. Очень подробно были рассмотрены история осадконакопления в отдельные отрезки геологического времени, пространственное распределение разнообразных фаций и обстановки осадкообразования, типичные для палеоводоемов платформ. Этих вопросов касались А. М. Акрамходжаев (СССР), A. Arche, S. Hernandez, A. Ramos, A. Sorena, C. Virgili (Испания), J. Arentz, M. S. Vivien, J. Bouroules и др. (Франция), G. P. Auffret, J. L. Douville (Франция), G. P. Auffret, C. Larssonneur, P. Hommerl (Франция), G. P. Auffret, C. Larssonneur (Франция), F. Baltze (Франция), A. Baud, J. Megard-Galli (Франция), B. Beaudoin (Франция), B. Beaudoin, J. P. Bertrand, D. Contini, P. Cotillon, J. Deffaud и др. (Франция), B. Beaudoin, J. Moutte, P. Soler (Франция), A. Bein, Y. Weiler (Израиль), J. P. Bertrand (Франция), A. Blondeau, C. P. Romerol, M. Renard, J. Riveline, J. Tourenq (Франция), A. M. Cassou, R. Deloffre (Франция), P. Cotillon (Франция), L. Courel, M. Durand, J. C. Gall, J. Perriaux (Франция), D. M. Gurtis (США), V. Druckman, G. Gvirtzman, E. Kashai (Израиль), C. D. Gebelein (Англия), Y. Gabler, F. Arbey, F. Arthaud и др. (Франция), A. P. Hewaed (Англия), D. K. Hobday (Англия), L. Humbert (Франция), L. F. Jansa (Канада), G. Kelling, D. G. Stanley (Англия, США), A. K. Al-Malen (Франция), J. Lang (Франция), J. P. Loreau (Франция), G. de Moor (Бельгия), A. Mohamed (Иран), F. Orszag-Sperber (Франция), B. Porthault, M. Tixier, M. M. R. Elloy и др. (Франция), K. M. Prasanta (Индия), O. Riba, A. Maldonado, J. Quirantes и др. (Испания), M. Rioult, G. Fily (Франция), С. Г. Саркисян, Р. А. Аракелян, Ж. Б. Нисаньян (СССР), E. J. Schiener (Дания), R. Trompette, E. M. Deynoux (Франция), N. Vandenberghe (Бельгия), J. E. Warme, Ch. G. Kendall, Ch. Burgess (США, Англия), R. C. Williams, S. J. Birnbaum (Англия), R. Young (Англия).

Различные текстурные признаки турбидитов, контуритов и дегритов, а также целые седиментационные бассейны, выполненные древними турбидитовыми отложениями в краевых частях платформ, описали в своих сообщениях А. Н. Bouma (США), С. Н. Nelson, E. Mutti, R. Ricci Lucchi (США, Италия), F. Ricci Lucchi (Италия), M. Sturm (Швейцария). Дельтовым отложениям и осадкам эстуариев на платформах были посвящены доклады J. Cobe (Англия), J. Delfaud (Франция), P. Dolle (Франция), D. LeFebvre (Франция).

Образование вулканогенно-осадочных отложений, красноцветов, карбонатных и кремнистых толщ в геосинклиналях было рассмотрено в докладе И. В. Хворовой (СССР).

В двух сообщениях R. Bourgoilh (Франция), а также J. Gucwa, W. Slaczka (ПНР) и N. A. Rupke (Англия) были охарактеризованы флишиодные отложения, ритмиты и подгорноверные образования, обычно связанные с орогенным этапом развития геосинклиналей.

Наконец, особое место в теме заняли сообщения R. Kidd (Англия), A. D. Miall (Канада), С. Г. Саркисяна, М. В. Коржа, Н. А. Крылова и А. К. Мальцевой (СССР), а также О. Е. Weser (США). В них рассматривалась история осадкообразования и литолого-фациальные особенности субсинхронных отложений океанов или таких огромных седиментационных бассейнов, которые по площади охватывали несколько смежных геоструктур первого порядка.

Тема VI — «Механизм осадконакопления и оценка осадочных процессов» — была представлена на конгрессе 40 докладами. Вопросы, связанные с эрозией морских берегов, с формированием дюн и баров и их перемещениями, разбирались в докладах P. F. Friend (Англия), L. Carobene, A. Brambati (Италия), и Th. B. Roep, D. J. Beets, G. H. Ruegg (Голландия). Роль приливно-отливных течений, деятельности волн, петрографического состава берегов, ветра и других факторов в формировании литоральных осадков была отмечена в сообщениях J. P. Tastet (Франция), M. Thibault, J. P. Barusseau (Франция), D. Nummedal (США), H. D. Palmer, D. G. Wilson (США), A. Lambert (Швейцария), D. Hamilton, J. H. Sommerville, E. C. Griffiths (Англия).

Формирование осадков на шельфах современных морей и океанов, влияние волнений, штормов и бурь на распределение гранулометрических их типов рассматривалось во многих докладах, но особенное внимание седиментологов на этот раз привлекли процессы осадкообразования на подводных дельтах рек, идущие в эстуариях и подводных каньонах шельфа. Весь этот комплекс вопросов освещался в докладах D. J. Swift (США), A. Maldonado, D. J. Stanley (Испания), N. C. Hans (США), R. S. Saxena (США), O. Leenardt (Франция), R. B. Kidd, D. C. Jira, O. E. Weser (Англия, ССР, США), G. H. Keller (США), Ю. С. Дологов (СССР) и др.

Кроме того, динамическая модель современной биогенной пелагической седиментации в океанах обсуждалась в докладе J. B. Southam (США). Следует отметить, что в двух докладах — S. Denekamp, V. Rohrlach (Израиль) и R. W. Tillman, H. E. Reineck (США, ФРГ) — были сделаны попытки использовать гранулометрический состав отдельных фракций или различные статистические коэффициенты для диагностики терригенных осадков, возникших в разных фациальных обстановках. Близки к ним по замыслу эксперименты, в которых в лабораторных условиях S. Sengupta (Индия) пытался получить совокупность обломочных частиц, характеризующихся логнормальным распределением диаметров. Механизм образования подводных оползней и суспензионных потоков разбирали в своих докладах Н. А. Каре (США), а также В. Beaudoin D. Doeuff (Франция).

По теме VII — «Прогресс в познании диагенеза» — было выполнено 39 докладов. 23 из них были посвящены характеристике процессов постседиментационных преобразований карбонатных пород. К их числу относятся доклады R. G. C. Bathurst (Англия), A. Baud (Швейцария), F. Bourgoilh (Франция), J. Bruun-Petersen (Дания), M. Epting (Голландия), H. Fuchtbauer и D. K. Richter (ФРГ), R. N. Ginsburg и N. P. James (США), M. Hassan, M. Selo, A. Combar (Франция), A. Hubbard (Англия), N. P. James (Канада), R. N. Ginsburg, D. S. Marszalek, P. W. Choquette (США), H. Kulke (ФРГ), A. M. Mangin (Франция), E. W. Montjoy и R. K. Jull (Канада), G. Müller, G. Tietz (ФРГ), K. M. Nair (Индия), A. Obrador (Испания) и T. Fredman (США), J. Ouemeneur (Франция), P. Repellin и J. Trichet (Франция), P. H. Roth, Sh. W. Nise, H. Thierstein (США), J. A. Schrank и G. Fridman (США), M. E. Tucker (Англия).

В остальных 16 докладах рассматривались вторичные изменения терригенных пород и некоторые общие вопросы постседиментационных превращений в осадочных толщах. Авторами этих докладов были F. Arbeu (Франция), J. A. Bartow и J. D. Sims (США), B. Durand, G. Dupoyer de Segonzac, P. Albrecht, M. Vandenbroucke (Франция), R. W. Fairbridge (США), P. Giresse и G. S. Odin (Франция), A. Gijima (Япония), M. Kastner и J. B. Keene (США), K. Kelts и J. A. McKenzie (Швейцария), В. И. Копорин (СССР), J. Chevalier, J. Lajoie и J. Coulomb (Канада), G. J. Saha и V. K. Verma (Индия), J. Schrank и G. Fridman (США), R. Siever (США), P. Stoffers (ФРГ), и S. Holdship (США), N. Vandenbergne (Бельгия), Н. Б. Вассоевич с соавторами (СССР).

По теме VIII — «Современные осадки больших глубин» — было заслушано 15 докладов. Большой интерес вызвал доклад M. Melguen, H. Bolly, W. B. F. Ryan, J. B. Foresman, W. E. Hottam, H. Kagami, J. F. Longoria, B. K. McKnight, J. Natland, F. Proto Decima, W. G. Siesser (Франция, Швейцария, США, Япония, Мексика, Италия, ЮАР), в котором на основании изучения почти непрерывных разрезов осадочной толщи мощностью более 2000 м в скважинах рейса 40 «Гломар Челленджера» на континентальном склоне Юго-Западной Африки была показана эволюция процессов литогенеза Юго-Восточной Атлантики — от стадии почти замкнутого водоема с ограниченной циркуляцией и восстановительной обстановкой в илу (ранний мел) вплоть до стадии нормального океанического бассейна с гемипелагическими и пелагическими илами (вторая половина мела — кайнозой). Эти материалы существенно дополняют представления о раздвижении Атлантического океана и проникновении на север глубинных антарктических вод, что не могло не повлиять на уровень карбонатной компенсации.

С большим вниманием был также заслушан доклад П. Л. Безрукова (СССР), который рассказал о проведенных советскими океанологами комплексных исследованиях геологических полигонов, расположенных в пределах Тихого и Индийского океанов. В результате этих работ удалось на огромных площадях проследить четвертичные и современные слои океанских осадков, установить их фашиальную зональность в пелагических областях и изучить условия образования железомарганцевых конкреций, устилающих дно океана на больших глубинах.

В докладе U. Rad, H. Rosch (ФРГ) были подробно освещены (по материалам глубоководного бурения в рейсе 14 «Гломар Челленджера») стадии формирования кремней в Северной Атлантике и показано изменение их минерального состава в диагенезе от опала до кварца. E. Vincent (США) подробно описал литологию и микрофауну карбонатных пелагических осадков неогена в кернах скважин рейса 32 «Гломар Челленджера» в Тихом океане и показал изменение условий седиментации в это время.

Большая группа ученых с участием H. Hamley (Франция), L. Diester-Hass (ФРГ), M. Melguen (США), J. Thiede, Corvallis, K. Perch-Nielsen и др. (США, Швейцария, Италия, Голландия) посвятила свои работы результатам изучения материалов глубоководного бурения в районе «канала» (прохода) Вима и поднятия Рио-Гранде в Юго-Западной Атлантике.

Результаты исследования современных отложений в океанах использовал для сравнения с древним осадконакоплением на континентальном блоке А. Л. Яншин (СССР). В его докладе было показано, что некоторые осадочные образования, которые по присутствию следов течений, знаков ряби и косой слоистости ошибочно рассматривались как мелководные, на самом деле представляют собой пелагические осадки океанического генезиса.

Тема IX — «Седиментология и экономическая геология» — содержала 21 доклад; она включала все вопросы, связанные с генезисом осадочных рудных месторождений.

Происхождение различных типов марганцевых руд было посвящено четыре доклада. В сообщениях E. Brichet, C. Lalou (Франция) и C. Lalou, E. Brichet (Франция) были изложены результаты изучения минералогии, геохимии и скорости роста современных океанских железомарганцевых конкреций. На основании замеров количества тория-230 и продуктов его распада скорость формирования стяжений в Тихом океане была определена в 2—10 мм/1 млн. лет, в Атлантике — 3 мм/1 млн. лет, в Индийском океане — 13 мм/1 млн. лет.

В докладе И. М. Варенцова (СССР) было показано, что для конкрециообразования шельфовых морей и океанов ведущим является один и тот же процесс — хемосорбционное взаимодействие придонной воды и активных поверхностей, сопровождающееся автокаталитическим окислением железа и марганца.

Сообщение S. M. Rabaa, H. M. A'Basheh (Судан) было посвящено генезису марганцевого месторождения нового типа, представляющего собой результат замещения плейстоценового кораллового рифа окислами марганца.

Разнообразные месторождения фосфоритов и условия их образования были описаны в докладах D. M. Banerjee (Индия), A. Boujo (Франция), S. Sassi (Тунис), и Y. Natan, J. Lucas (Израиль, Франция); в сообщении последних рассматривались результаты экспериментов по осаждению апатита из морской воды.

Породам, содержащим сульфидную минерализацию, были посвящены доклады F. Beales, G. P. Lozej (Канада), G. Monseur, J. Pel, P. Raucq (Испания, Бельгия), A. Wauschkuhn (ФРГ), золото-урановые скопления — W. E. L. Minter (ЮАР), B. R. Turner (ЮАР); наконец, образование металлоносных рассолов, рапы и лагунных осадков было рассмотрено в докладах P. P. Hudec, P. Sonnenfeld, A. Turek (Канада), R. Horh, F. le Lann, G. Scolar, M. Tixeront (Франция) и J. D. Vine, E. B. Tourelot, R. K. Glanzman, R. G. Bohannon, J. R. Davis, A. J. Meier (США).

В докладе В. Н. Холодова (СССР) было показано, что распределение осадочных месторождений железа, марганца, фосфора, магния, хрома и других металлов на континентальном блоке зависит от степени участия в осадочном процессе металлоносных докембрийских поднятий.

Тема X не была очерчена четко; она оказалась представленной 23 докладами. Среди них большой интерес вызвали доклад H. D. Freyer (ФРГ), посвященный составу газов (O, N, CO₂, Ar и др.), заключенных в эвапоритовых осадках; сообщение A. O. Fuller (ЮАР) о механизме образования песчаных даек в песчаниках системы Карру; выступление M. N. Mehrotra, B. B. Bhattacharya (Индия), посвященное изучению глауконит-содержащих осадков виндйского возраста в древнейших отложениях Индийской платформы, а также доклады J. Perriaux (Франция), V. Raiverman (Индия) и V. Raiverman, V. N. Misra, A. K. Awasthi (Индия), в которых рассматривались условия формирования грубых терригенных отложений ряда флиш — моласса. Следует также отметить сообщение J. E. Warme, R. G. Stanley, J. L. Wilson, A. A. Ekdale (США), детально охарактеризовавших строение и условия залегания рифов в юрских отложениях Северной Африки.

В целом, несмотря на разнообразие поднятых вопросов, на IX конгрессе особенно рельефно прозвучала проблема океанской седиментации и довольно широко обсуждались результаты глубоководного бурения на судне «Гломар Челленджер». Стихийно второй «ключевой» проблемой явилась связь тектоники с осадкообразованием, причем особенно остро почувствовался интерес литологов к общим гипотезам геотектоники, таким, как дрейф континентов или глобальная тектоника плит.

В то же время обращает на себя внимание, что подавляющее большинство докладов носило частный характер и было направлено на обсуждение условий осадконакопления в конкретных районах; общетеоретических, проблемных докладов было мало. Слабо было представлено также направление, освещающее закономерности размещения и условия образования осадочных полезных ископаемых.

После закрытия конгресса состоялись геологические экскурсии; советская делегация приняла участие в посещении Бриансонских Альп (экскурсия № 5) и осмотре седиментационных бассейнов французских Альп (экскурсия № 7). Во время экскурсии в Бриансонские Альпы, проходившей под руководством проф. М. Лемуана и д-ра де-П. Градианского, были показаны мощные разрезы мелководных платформенных карбонатных формаций мезозоя, их аналоги в фации маломощных пелагических осадков и разрез нижней части офиолитовой серии, надвинутой на платформенные толщи. Офиолитовая серия этого региона представлена серпентинитами, габброндами, серией вулканических пород и пачкой яшм, чередующихся с известняками.

В экскурсии, посвященной седиментационным бассейнам, программа которой была составлена проф. Б. Бодином, П. Котильоном, Р. Компредоном и П. Гиго, делегаты ознакомились с типичными разрезами юрских, меловых и третичных отложений предгорий Альп, в которых широко развиты внутриформационные перерывы, связанные с деятельностью придонных течений, подводных оползней и береговых обвалов; осмотрели разрезы, представляющие различные фациальные зоны морских отложений юры, мелас и палеогена и континентальных красноцветов олигоцена, и завершили экскурсию в районе горы Тенерон, где великолепно прослеживается гигантский пологий надвиг, по которому юрские и меловые отложения перекрывают олигоцен; надвиг сопровождался формированием олистолитов и олистостром.

На заседании Совета и на общем собрании членов Международной ассоциации седиментологов были заслушаны краткие доклады о деятельности руководства Ассоциации, принят отчет казначая об исполнении бюджета, а также главного редактора об издательской работе.

На общем собрании Ассоциации был избран новый состав Совета на трехлетний срок. Президентом Ассоциации стал проф. Г. М. Фридман (США), пост-президентом — проф. И. Гублер (Франция), вице-президентом — проф. Г. Фухтбауэр (ФРГ); генеральным секретарем избран проф. Г. Ж. Ридинг (Англия), казначеем — З. О. Шлянгер (США), редактором — проф. К. Ж. Хсю (Швейцария). Секретарем издательской деятельности стал докт. Х. С. Дженкинс (Англия), секретарем по членству — проф. Г. В. Миддлтон (Канада). Члены Совета: Х. Окада (Япония), проф. П. П. Тимофеев (СССР), проф. Ф. Манжин (Франция), С. Сенгупта (Индия), К. Д. Линден (Австралия), В. Даулинский (ПНР).

Следующий X Международный седиментологический конгресс намечено провести в 1978 г. в Израиле.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
13.XI.1975

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), **Г. А. КАЛЕДА**, **А. Г. КОССОВСКАЯ**,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, **А. П. ЛИСИЦЫН**, **А. К. ЛИСИЦИН**,
О. И. ЛУНЕВА, **Б. М. МИХАЙЛОВ**, **А. Б. РОНОВ**, **А. С. СОКОЛОВ**, **В. А. ТЕНЯКОВ**,
П. П. ТИМОФЕЕВ, **И. В. ХВОРОВА**, **В. Н. ХОЛОДОВ** (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), **G. A. KALEDA**, **A. G. KOSSOVSKAJA**,
G. F. KRASHENINNIKOV, **A. P. LISITZIN**, **A. K. LISITZIN**,
O. I. LUNEVA, **B. M. MICHAILOV**, **A. B. RONOV**, **A. S. SOKOLOV**, **V. A. TENJAKOV**,
P. P. TIMOFEEV, **I. V. KHVOROVA**, **V. N. KHOLODOV** (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

109017 Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 30/I-1976 г.	Т-07603.	Подписано к печати 26/III-1976 г.	Тираж 1340 экз.
Зак. 4034.	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бум. л. 14,0. Усл. печ. л. 5,0.	Уч.-изд. листов 15,7.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

**Бибешев И. И. «ЛИТОЛОГИЯ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА» 18 л. 1 р. 80 к.**

Книга посвящена изучению ниже- и среднеюрских угленосных отложений Гиссарского хребта. На основе применения методики литолого-фациального анализа и детального изучения вещественного состава пород получены важные данные о связи процессов минералообразования с характером среды осадконакопления, дано описание процессов литогенеза, реконструированы палеогеографические условия ниже-среднеюрской эпохи.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся решением вопросов литолого-фациального и минералогического анализа осадочных формаций.

Для получения книги почтой заказы просим направлять по адресу: Москва, В-464 Мичуринский проспект 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига».

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493