

Литология
и ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

1970

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



ЛИТОЛОГИЯ и ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

№ 1, 1970 г.
ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

СОДЕРЖАНИЕ

Академик Николай Михайлович Страхов	3
Ю. М. Сенин. Фосфор в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки	11
Л. Е. Штеренберг, Е. А. Стравинская, О. В. Уранова. Основные процессы, контролирующие рудообразование в озерах северной лесной зоны (на примере оз. Пуннус-Ярви)	27
И. В. Хворова. Кальцитовые конкреции в кремнистой толще Северных Мугоджар	43
М. А. Ратеев, Б. П. Градусов. Структурные фазы преобразования андезитотрахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения	51
Р. С. Сахибгареев. К вопросу о деградации диоктаэдрической гидрослюды	71
Ю. Г. Цеховский, А. Л. Дмитрик. Об аллофанизации каолинита	79
Б. А. Богатырев. Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии	86
М. Н. Щербакова. К вопросу о ритмичности геосинклинальных вулканогенноосадочных отложений	100
В. И. Седлецкий, Е. М. Мельникова. Типоморфные особенности карбонатов на различных стадиях галогенеза	110
Ю. А. Лаврушин. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены	115

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. И. Елисеев. Солифлюкция у экватора	121
Л. Н. Илюхин, Е. И. Тараненко. К эволюции карбонатообразования в позднем протерозое	126
А. А. Курдюков. Окислительно-восстановительные свойства горных пород, вмещающих урановое оруденение в черных сланцах	130
Ю. И. Симонов. Эпигенез отложений Ундино-Даинской впадины (Восточное Забайкалье)	133

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Л. А. Богданова. Некоторые вопросы термального метаморфизма углей	140
---	-----

МЕТОДИКА

В. Н. Нагорный, Ю. Н. Нагорный. К вопросу об определении мощностей зон метаморфизма в угленосной толще Донбасса	143
Г. Л. Кириллов. Сравнение двух разных толщ методами математической статистики	146
П. П. Тимофеев, В. Н. Холодов. Некоторые проблемы палеогеографии в связи с изучением аксессуарных минералов в изверженных породах	148
Библиография литературы по бокситам, опубликованной Академией наук и институтами Югославии (Загреб) за 1963—1967 гг.	150

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

№ 1, 1970
JANUARY — FEBRUARY

CONTENTS

Academician Nikolai Mikhailovich Strakhov	3
Yu. M. Senin. Phosphorus in bottom shelf sediments of South-Western Africa	11
L. E. Sternberg, E. A. Stravinskaya, O. V. Uranova. Major processes governing mineralization in the lakes of the northern zone (on the example of Punnus-Jarvi Lake)	27
I. V. Khvorova. Calcitic concretions in siliceous strata of Northern Mugodzhary	43
M. A. Rateev, B. P. Gradusov. Structural transformation phases of andesite-trachytic tuffs in the zone of sulfide hydrothermal mineralization	51
R. S. Sakhibgareev. To the degradation problem of a dioctahedral hydromica	71
Yu. G. Tsekhovskiy, A. L. Dmitriyev. On kaolinite allophanization	79
B. A. Bogatyrev. Mineralogical-petrographic and geochemical characteristics of Lower Mesozoic platform bauxites in Central Asia	86
M. N. Scherbakova. To the rhythmicity problem of geosynclinal volcano-sedimentary deposits	100
V. I. Sedletzky, E. M. Melnikova. Typomorphic peculiarities of carbonates at different stages of halogenesis	110
Yu. A. Lavrushin. Reflection of glacier movement dynamics in ground moraine structure	115

SHORT NOTES

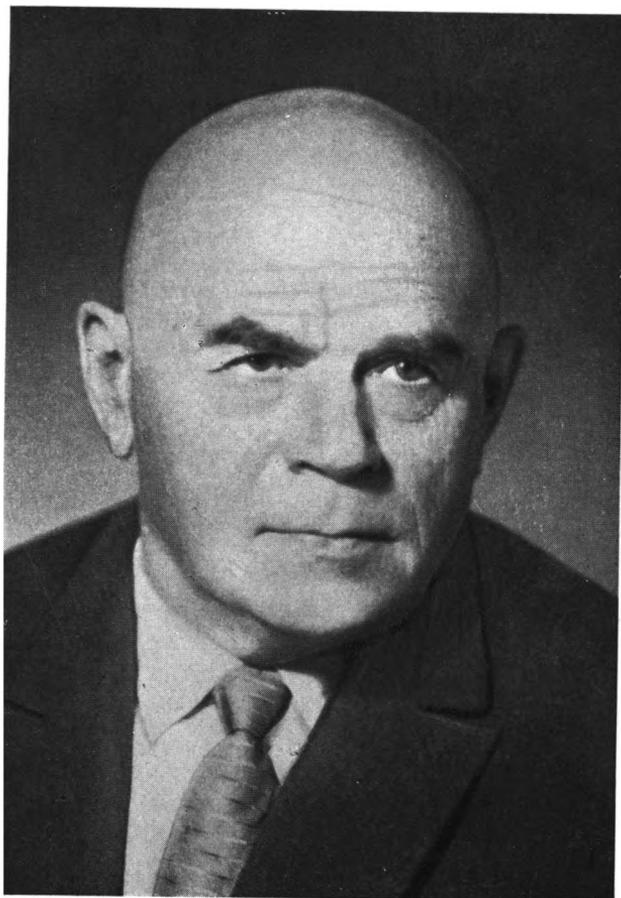
V. I. Eliseev. Solifluction near the equator	121
L. N. Iliukhin, E. I. Taranenko. To the evolution of carbonate formation during the Late Proterozoic	126
A. A. Kurdiukov. Oxidation-reduction properties of rocks containing uranium mineralization in black slates	130
Yu. I. Simonov. Epigenesis of deposits in the Undino-Daïpsk basin (Eastern Transbaikal area)	133

CRITIQUE and DISCUSSIONS

L. A. Bogdanova. Some problems of thermal metamorphism of coals	140
---	-----

METHODS OF RESEARCH

V. N. Nagornyy, Yu. N. Nagornyy. To the problem of determining thicknesses of metamorphism zones in the coal measures of Donetz Basin	143
G. L. Kirillova. Comparison of two barren rock masses by mathematical statistical methods	146
P. P. Timofeev, V. N. Kholodov. Some problems of paleogeography associated with the study of accessory minerals in igneous rocks	148



НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ СТРАХОВ

УДК 55(091)

АКАДЕМИК НИКОЛАЙ МИХАЙЛОВИЧ СТРАХОВ

15 апреля 1970 г. исполняется 70 лет со дня рождения выдающегося советского геолога, геохимика и литолога академика Николая Михайловича Страхова.

Н. М. Страхов родился в 1900 г., в семье учителя начальной школы в г. Болхове Орловской губернии. В этом же городе после окончания гимназии, тоже в качестве учителя, начал свою трудовую деятельность и Н. М. Страхов.

В 1923 г. Николай Михайлович поступил на геолого-географическое отделение физико-математического факультета Московского университета, где в то время преподавал академик А. П. Павлов и профессора А. Д. Архангельский, Г. Ф. Мирчинк, Я. В. Самойлов. Особенно большое влияние на научную судьбу Н. М. Страхова оказали лекции и труды А. Д. Архангельского; под руководством этого выдающегося исследователя Н. М. Страхов сделал свои первые шаги на научном поприще.

В 1928 г. Николай Михайлович окончил университет и первые 8 лет в основном занимался преподавательской работой. В Геолого-разведочном и Нефтяном московском институтах он вел курсы геологии СССР и исторической геологии.

Именно в этот период у Н. М. Страхова, в то время молодого еще преподавателя, возник интерес к вопросам теории фаций, палеогеографии и к изучению генезиса осадочных пород с целью определения по ним физико-географических условий прошлого.

Под руководством и совместно с основоположником советской литологии академиком А. Д. Архангельским Николай Михайлович Страхов исследует современные осадки Черного моря. Эта работа, результаты которой были впоследствии изложены в книге «Геологическое строение и история развития Черного моря» (1938), проводилась на очень широкой геолого-тектонической основе, с применением разнообразных методов исследования. Морские осадки рассматривались авторами в тесной связи с литолого-географической средой осадкообразования. Главной целью работы являлось выяснение происхождения нефтяных залежей, поэтому особое внимание уделялось условиям накопления органического вещества. С тех пор интерес к его изучению, к выяснению его влияния на образование осадков проходит красной нитью через все труды Н. М. Страхова.

Изучение черноморских осадков выработало у Николая Михайловича определенный подход к современным осадкам вообще. Он начинает видеть в них не простой результат процессов морской седиментации, но прообразы будущих осадочных горных пород, ключ к пониманию происхождения древних осадочных образований.

Систематизация очень большого и разнообразного материала по курсу исторической геологии, выполненная Н. М. Страховым в тридцатые годы, заставила его глубоко задуматься над проблемой палеогео-

графических и биомических реконструкций. Им была опубликована книга «Задачи и методы исторической геологии», изданная в 1932 г. Хотя по форме эта работа и являлась учебным руководством, однако по существу она содержала в себе принципиальные выводы научных изысканий Николая Михайловича и не потеряла своего значения и до сих пор. В этой книге Н. М. Страхов писал: «Если припомнить, как нам удалось приблизиться к пониманию физико-географической обстановки века *Belemnitella lanceolata*, то при внимательном анализе окажется, что почти каждый вывод, почти любое заключение нам было подсказано сознательным, намеренным, или бессознательным сравнением ископаемых объектов с современными. В этом непрерывном контроле всех заключений геологическими явлениями современности заключается принципиальная, часто скрытая для глаза, но тем не менее неизменно присутствующая сторона любой методики биомических реконструкций» (1932, стр. 121).

Таким образом, еще в 30-х годах Н. М. Страхов четко сформулировал сущность того сравнительно-литологического метода, который в дальнейшем был положен в основу всех его работ и блестяще оправдал себя при построении общей теории литогенеза.

Значение «Задач и методов исторической геологии», однако, этим не исчерпывается. Эта книга стала для ее автора своеобразным центром кристаллизации, год за годом обраставшим новым фактическим материалом и постепенно превратившимся в широко известный учебник исторической геологии. В 1937 г. Николаем Михайловичем был издан курс «Исторической геологии», переизданный в 1938 г. Затем на его основе в 1948 г. был заново написан учебник «Основы исторической геологии» в двух томах. Последняя работа и до сего времени считается незаменимым учебным пособием. Подготовка к печати рукописей этих руководств и учебных пособий в течение нескольких десятков лет сопровождалась глубоким анализом всей мировой геологической литературы. Круг вопросов, интересующих в это время Н. М. Страхова, поистине безграничен. В многочисленных статьях и книгах он с равной эрудицией касается проблем общей палеогеографии, стратиграфии, рудных месторождений, палеонтологии и геотектоники.

В конце 30-х годов Николай Михайлович оставляет преподавание и, в основном, переходит на научно-исследовательскую работу в Геологический институт АН СССР. Однако его педагогическая деятельность на этом не обрывается; публичные обсуждения выполненных им работ становятся той школой, в которой воспитываются десятки и сотни советских литологов. Новый этап своей деятельности Н. М. Страхов начинает с решения ряда литологических проблем.

Первым вопросом явилась литология и условия образования горючих сланцев и вообще морских битуминозных толщ Русской платформы и Урала. Подробно были изучены верхнеюрские сланцы зоны *Petisphinctes Panderi*, нижнеартинские сланцы р. Юрюзани и верхнедевонская доманиковая толща. Исследование этих объектов (1930—1937 гг.) привело Н. М. Страхова к представлениям о факторах и условиях накопления органического вещества в осадочных породах, существенно расходящимся с господствовавшими тогда воззрениями А. Д. Архангельского. В отличие от своего учителя, он пришел к мысли, что сероводородное заражение придонных слоев морской воды практически не влияет на обогащение илов органическим веществом, но может иметь значение для направления процесса разложения органического вещества. Этот вывод прочно вошел в учение о генезисе нефти.

Затем последовало историко-геологическое исследование осадочных железорудных фаций. Оно было проведено в 1938—1940 гг. и построено на обобщении и критическом анализе литературного материала. Результаты этих работ опубликованы в книге «Железорудные фации и их

аналоги в истории Земли» (1947). В работе прослежено стратиграфическое размещение руд Fe, Mn и Al, установлена периодичность их накопления, приуроченность к поясам влажного и жаркого климата, к низам трансгрессивных серий. Выделялась группа железных руд, связанная с подводным вулканизмом, независимая от климатической зональности. Показано, что руды эти формировались в геосинклинальных областях в эпохи их интенсивных прогибаний. Выяснилось, что в течение послепротерозойского времени было одиннадцать крупных железорудных эпох, которые чередовались с эпохами малого накопления осадочных железных руд или вовсе безрудными. Эпохи максимального накопления марганцевых руд и бокситов часто совпадали с железорудными или находились в соседстве с ними на площади или по времени образования (в разрезе).

Следует подчеркнуть, что значение этой работы далеко выходит за рамки описания железорудного процесса; по существу в ней характеризуются процессы гумидного рудо- и пороодообразования и рассматриваются принципы выделения различных фациальных комплексов; предпочтение при этом отдается климатическому фактору.

В 1948 г. книга «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» была удостоена Государственной премии.

В военные годы Николай Михайлович Страхов проводит изучение геологии кунгурских галогенных отложений Предуральяского прогиба (1941—1944). Он предпринял всесторонний литологический анализ очень сложного галогенного комплекса, подробно осветив его стратиграфию, тектонику, литологию и фациальные условия формирования.

Наиболее существенным в этой работе следует считать установление смены карбонатных парагенезов в ходе процессов осолонения; из этой закономерности прямо следует вывод о том, что господствующая в то время теория образования доломитов по схеме Гайдингера неверна.

Вторым очень важным выводом являлось положение о присутствии в кунгурских толщах двух комплексов малых элементов. Одни из них мигрируют в виде растворов, другие в форме взвесей.

Результатом этих исследований явилась монография «Геология кунгурских отложений Ишимбаевского Приуралья»; она была в 1944 г. защищена Н. М. Страховым в качестве диссертации на степень доктора геолого-минералогических наук.

Разносторонние научные интересы Н. М. Страхова сформировали из него специалиста необычайно широкого плана; он равным образом владеет материалом по современным осадкам и по древним породам, глубоко изучил процессы осадочного рудообразования и соленакпления. Большой ораторский дар, феноменальная память и увлеченность в работе выдвигают Николая Михайловича в один ряд с крупнейшими геологами нашей страны.

В 1946 г. Н. М. Страхов был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР.

В начале послевоенного периода, благодаря работе большого коллектива советских литологов, был накоплен огромный фактический материал, ждущий своего обобщения. Начав с отдельных вопросов литогенеза, Н. М. Страхов постепенно переходит к решению все более общих проблем. В статье «О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах» он писал: «Важнейшая актуальная задача литологии осадочных пород заключается сейчас в том, чтобы переработать имеющийся и непрерывно растущий фонд частных фактов в общую теорию осадкообразования, т. е. понять седиментацию как закономерно развивающийся историко-геологический процесс» (1945, стр. 34). При этом Николай Михайлович считал, что построение такой теории должно опираться на изучение современного осадкообразования, сравни-

тельный анализ древних толщ и физико-химический эксперимент. Такой подход он назвал сравнительно-литологическим.

В Геологическом институте АН СССР Н. М. Страхов организует небольшую группу литологов и вместе с ними начинает крупные работы по изучению осадков современных водоемов разного типа. Были исследованы моря Черное, Аральское и Японское, озера Байкал, Балхаш, Иссык-Куль, содовые озера Кулундинской степи. Одновременно изучался твердый сток рек, впадающих в эти водоемы. Эта работа завершилась коллективной монографией «Образование осадков в современных водоемах» (1954). Все теоретические главы в ней составлены Николаем Михайловичем на точных и новых данных. Впервые в мире им была нарисована общая схема современного осадкообразования в морях и озерах, показаны пути и способы питания водоемов осадочным материалом, охарактеризована зависимость форм поступления вещества от климата и тектонического строения водосборов. В работе рассматриваются также процессы механического и химико-биологического осаждения взвешенных и растворенных частиц и их видоизменение в зависимости от типа водоема-концентратора.

Особый интерес представляют работы Николая Михайловича о диагенезе осадков. Он впервые показал огромную роль диагенеза как минералообразующего процесса, описал его важнейшие этапы и раскрыл физико-химическую сущность этого явления. Эта работа послужила прологом к созданию общей теории литогенеза и, несомненно, вошла в золотой фонд советской науки.

Начало 50-х годов являлось трудным периодом в развитии науки об осадочных породах в Советском Союзе. Сравнительно-литологический метод исследования осадочных пород, развивавшийся Н. М. Страховым, и некоторые его идеи подверглись ожесточенной критике в процессе литологической дискуссии 1950—1952 гг. В результате острых обсуждений отдельные положения и формулировки, данные Н. М. Страховым, были конкретизированы и отточены.

Всесоюзное литологическое совещание, состоявшееся в 1952 г., отметило большую роль Николая Михайловича в разработке ряда важных проблем теории образования осадочных пород, в частности, вопросов эволюции осадконакопления в истории Земли, а сравнительно-литологический метод был признан правильным и плодотворным (Совещание по осадочным породам, 1955).

В 1953 г. Н. М. Страхов был избран действительным членом Академии Наук СССР. Еще через год при активном участии Н. М. Страхова и В. С. Яблокова была организована Комиссия по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР. Комиссия развернула обширную деятельность; в ней в полной мере проявились способности Николая Михайловича выдвигать наиболее важные и злободневные научные проблемы для обсуждения, четко формулировать очередные задачи и методы их решения, живо и увлекательно преподносить обсуждаемый материал. Семинары Комиссии привлекали много слушателей и пользовались большой популярностью. Комиссия провела ряд Всесоюзных литологических совещаний, на которых обсуждались различные проблемы теории литогенеза.

В 1963 г. Н. М. Страхов совместно с В. С. Яблоковым организовал издание журнала «Литология и полезные ископаемые» и до 1969 г. являлся его главным редактором. Журнал приобрел большую популярность среди советских и зарубежных литологов и систематически переиздается в США.

Еще в начале 50-х годов внимание ученого привлекают процессы образования современных карбонатных осадков и древних карбонатных пород. Николай Михайлович со своими сотрудниками начинает большую сравнительно-литологическую работу, ставящую целью выяс-

нение их генезиса. Результаты этих исследований опубликованы в книге «Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов» (1951) и, отчасти, в коллективной монографии «Образование осадков в современных водоемах» (1954). Кроме того, под редакцией Н. М. Страхова и с его участием выпущена книга «Типы доломитовых пород и их генезис» (1956). Этими работами установлено, что осаждение CaCO_3 в современных морях происходит главным образом организмами, а химическое его накопление имеет резко подчиненное значение. Садка доломита, наоборот, осуществляется преимущественно хемогенным путем из вод повышенной солености. Среди доломитов Николай Михайлович выделил четыре фациальных типа; кроме того, по генезису породы он предложил различать седиментационные (осажденные из вод бассейна) и диагенетические доломиты.

Рассматривая распределение карбонатных осадков на современном лике Земли, Николай Михайлович показал, что оно контролируется сочетанием климатических и тектонических факторов, но первые несомненно преобладают. Анализ распределения карбонатных пород во времени привел к возникновению мысли о существовании эпох карбонатакопления в прошлом, причем стало очевидно, что их появление подчинено принципиально той же зональности, что и развитие современных карбонатных осадков.

В оценке разобранных работ Н. М. Страхова можно полностью согласиться с И. В. Хворовой, которая писала: «Монография по известково-доломитовым фациям по существу — энциклопедия наших знаний по вопросам карбонатообразования, настольная книга литологов, в особенности тех, кто имеет дело с карбонатными породами».

Большое значение в творчестве Н. М. Страхова имели исследования геохимии нефтеносных и угленосных толщ; они проводились им с большим коллективом сотрудников на примере палеозойских отложений Кузбасса, Караганды, Донбасса, Приуралья и Подмосковья.

Результатом этих работ явились две монографии: первая — «К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород», вышедшая в свет в 1955 г., и вторая — «Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа», изданная в 1959 г. В этих книгах было показано, что закономерности распределения повышенных содержаний железа, марганца, фосфора и малых элементов в разрезе и на площади определяются, главным образом, формами их миграции в водах рек. Чем большую роль в перемещении элементов играли истинные растворы, тем их распределение в различных типах пород ближе к упорядоченному. Наоборот, при миграции элементов в форме взвеси мы имеем дело с пестрым распределением примесей. Таким образом, поведение элементов в осадочном процессе в значительной мере определяется не столько их радиусами ионов и формами изоморфизма (модными тогда факторами), а формами механического их переноса.

Кроме того, в монографиях были рассмотрены некоторые проблемы нефтеобразования, диагенеза нефтеносных и угленосных отложений и формирования конкреций. По существу эти работы обосновывали совершенно новое направление в литологии — геохимию осадочных пород и руд, существенно отличную от геохимии магматических образований.

В 1960—1962 гг. Н. М. Страхов выпускает в свет трехтомную монографию «Основы теории литогенеза» — произведение, в котором сфокусированы все научные достижения предыдущих лет, обобщен огромный материал, накопленный советскими и зарубежными литологами, сделаны очень важные выводы и прогнозы. Центральной идеей в монографии является концепция о четырех типах литогенеза: гумидном, аридном, ледовом и вулканогенно-осадочном. Эти типы существуют в настоящее время и существовали во всей послепалеозойской истории Земли.

Для каждого из этих типов характерны свои комплексы осадочных пород и осадочных полезных ископаемых.

На 12 палеоклиматических картах мира шаг за шагом Н. М. Страхову удалось проследить эволюцию типов литогенеза во времени от современного момента до кембрия. При этом в качестве индикаторов палеоклимата Николай Михайлович использовал не только фаунистические и растительные остатки, как это делали некоторые его предшественники, но преимущественно осадочные руды и породы. Во всех случаях карты позволили обнаружить две полосы аридного литогенеза, разделенные зоной ярко выраженного гумидного.

Карты типов литогенеза, составленные Николаем Михайловичем, весьма ценны тем, что на них отчетливо видны площади возможного рудообразования, а следовательно, и возможного нахождения осадочных или вулканогенно-осадочных руд в отложениях определенных геологических периодов. Новая методика составления палеоклиматических карт, разработанная Н. М. Страховым, является в то же время **теоретической основой для прогнозирования осадочных полезных ископаемых.**

Изучение каждого из четырех выделенных типов литогенеза позволило Н. М. Страхову обнаружить ряд новых закономерностей, ранее не известных геологам и дать им объяснение, хорошо увязанное с общей схемой. Особенно выпукло в «Основах теории литогенеза» оказалась очерченной картина гумидного литогенеза.

Николаем Михайловичем по существу заново было создано учение о формах миграции элементов. Оказалось, что лишь немногие, исключительно сильно растворимые элементы мигрируют в реках в виде растворов; подавляющее большинство переносится, главным образом, в форме взвеси, причем чем менее растворимы в воде соединения элементов, тем больше роль взвеси в их миграции.

Соотношение между взвесями и растворами в водах рек в значительной мере регулируется соотношением механической и химической денудации на водосборах. В пределах общей водосборной площади гумидных бассейнов и механическая и химическая денудации в условиях однотипного рельефа меняются симбатно; они усиливаются по направлению к тропикам, но ослабевают к полюсам. Однако амплитуда изменения механической денудации гораздо больше амплитуды денудации химической.

При усилении расчлененности рельефа одновременно усиливается и механическая и химическая денудации водосборов, но первая все-таки гораздо сильнее второй.

Н. М. Страховым было установлено влияние размеров водоемов на разные стороны процессов седиментации, совершающихся в нем. Показано, что в ряду малые озера → большие озера → внутриконтинентальные моря → краевые моря → океаны отношение площади водосбора к величине акватории непрерывно убывает, а это приводит, с одной стороны, к уменьшению скорости седиментации в каждом более крупном бассейне и к росту тонкозернистости осадков в этом ряду, с другой.

Так как именно с тонкими взвесями связана миграция наиболее подвижных малых элементов, таких, как Mo, Ni, Cu, Co, Zn, а также Mn, то их содержание достигает максимума в илах современных океанов.

На основе знания форм осаждения компонентов из морской воды и данных по составу иловых вод, Н. М. Страховым были выяснены конкретные черты процесса уравнивания осадков как физико-химической системы, т. е. разработана схема **диагенеза** осадков водоемов гумидных зон. В диагенетической стадии был выделен ряд этапов — окислительного процесса, восстановительного минералообразования и перераспределения аутигенных минералов.

Изучение древнего гумидного литогенеза позволило Н. М. Страхову построить теорию гумидного рудообразования, центральной мыслью которой является зависимость осадочного рудогенеза от пяти главнейших факторов: от интенсивности химической или биогенной садки рудного компонента, от гидродинамического режима и палеогеографии района, от разбавления рудного вещества нерудным материалом, от влияния диагенетического перераспределения вещества и перемива рудного пласта. Если все пять факторов действуют согласно в аккумулярующем направлении, то рудообразование достигает максимальной силы. Наоборот, при разное в их деятельности, влияние одного из них гасится влиянием другого и рудообразование приобретает эмбриональный характер.

Среди всей совокупности отложений гумидной зоны Н. М. Страхов выделил четыре группы генетически различных рудных накоплений: 1) россыпи; 2) рудную триаду $Al - Fe - Mn$; 3) рудную тетраду $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$; 4) накопления органического вещества. Николай Михайлович связал возникновение двух первых типов гумидных руд с различными стадиями развития кор выветривания, установил зависимость фациального положения руд от геохимической подвижности рудного компонента и показал большую роль биогенных процессов в гумидном рудообразовании в целом.

Характеризуя процессы аридного литогенеза, Н. М. Страхов подчеркивает, что основная его особенность заключается в том, что породообразование происходит, главным образом, за счет аллохтонного материала, который поступает из соседних гумидных зон.

Другая своеобразная черта аридных процессов заключается в их стадийности. Обычно в аридном литогенезе различаются две стадии: начальная, когда соленость водоемов еще не отличается существенно от солености водоемов гумидных зон, и поздняя, когда соленость в них становится повышенной, значительной и очень большой. Для начальной стадии типично образование рудных скоплений триады $Cu - Pb - Zn$, резкое усиление фосфатонакопления, а также доломитообразования и широкое развитие магниевых глинистых минералов. Для поздней стадии аридного литогенеза характерно образование галогенных толщ, в которых с повышением солености отлагаются все более растворимые соединения ряда гипсгалит — калийные и магниевые сульфаты и хлориды.

При этом в одних случаях поступление глинистых минералов лишает рапу сульфатов магния и способствует формированию бессульфатной ветви калиевых месторождений, а в других — нормальный процесс осолонения ведет к обогащению рапы сульфатами и образованию скоплений $K - Na - Mg$ -солей. В целом, подчеркивает Н. М. Страхов, если в гумидном типе литогенеза биос играет огромную роль, то в аридном он далеко отодвинут на второй план.

Опубликование «Основ теории литогенеза» вызвало отклики во всем мире. За эту классическую монографию Н. М. Страхову была присуждена Ленинская премия.

Все три тома этой книги переизданы в США на английском языке.

Своеобразным дополнением к трехтомной монографии является учебное руководство Н. М. Страхова «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» (1963). В ней особенно большое внимание уделяется вулканогенно-осадочному типу литогенеза, а также эволюции процессов осадочного породообразования в истории нашей планеты.

Этот труд удостоен премии им. А. П. Карпинского и переведен на японский язык.

Над проблемами, интересующими советских литологов, Н. М. Страхов продолжает работать вплоть до сегодняшнего дня. В 1968 г. вышла в свет «Геохимия осадочного марганцерудного процесса» — коллек-

тивная монография, в которой анализируется накопление марганца и сопровождающих его элементов в современных озерах, морях и океанах, в олигоценовых отложениях юга СССР и в вулканогенно-осадочных формациях различного возраста. В книге прослежены разные типы рудообразующего процесса в послерифейское время и показано их многообразие и сложность. Эта работа особенно интересна тем, что в ней на фактическом материале демонстрируются возможности фациально-геохимического метода.

В 1969 г. Николаем Михайловичем сдана в печать двухтомная монография «Развитие литологических идей в русской геологии и СССР».

В кратком очерке трудно достаточно полно описать жизнь и необычайно плодотворную деятельность Николая Михайловича Страхова — ученого с мировым именем, всего себя отдавшего служению науке. На протяжении почти сорока лет его статьи и книги неизменно привлекают внимание литологов и являются тем компасом, по которому движется литология.

Комиссия по осадочным породам и редакция журнала «Литология и полезные ископаемые» сердечно поздравляют дорогого юбиляра и желают ему доброго здоровья, многих лет жизни и новых успехов в науке.

УДК 549.752/757 (261/264)

ФОСФОР В ДОННЫХ ОСАДКАХ ШЕЛЬФА ЮГО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

Ю. М. СЕНИН

Излагаются результаты химического (определения фосфора) и микроскопического изучения 140 проб поверхностных донных осадков шельфа Юго-Западной Африки. Установлено, что осадки шельфа отличаются повышенными, по сравнению с другими областями Мирового океана, концентрациями фосфора. Показано, что высокие концентрации фосфора связаны с присутствием в осадках фосфатных зерен и стяжений, копролитов и фораминифер. Осадки с высокими содержаниями фосфора (более 1%) приурочены главным образом к районам преобладающего в течение года подъема глубинных вод, а также к границе восстановительной и окислительной зон, проходящей между диатомовыми илами и более глубоководными известковыми осадками. Наиболее вероятным способом накопления фосфора в осадках является биохимический. Процесс фосфатизации, очевидно, продолжается с досовременной эпохи и в настоящее время.

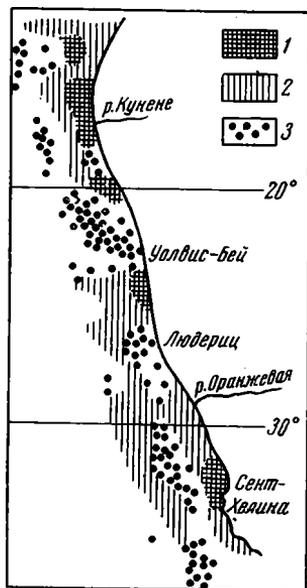
Шельф Западной Африки вследствие интенсивных подъемов богатых фосфатами глубинных вод давно вызывает интерес у геологов, занимающихся фосфоритами. Эта особенность гидрологического режима шельфа Западной и особенно Юго-Западной Африки позволила А. В. Казакову (1939) высказать предположение о возможности там современного химического осаждения фосфатов из воды и накопления их в донных осадках.

Ранее нами показано, что донные осадки шельфа Северо-Западной Африки имеют преимущественно кларковые содержания фосфора (из 130 проб максимально 0,26% P); повышенные его концентрации имеют только некоторые древние породы, выступающие на краю шельфа (Tooms, Summerhayes, 1968). На шельфе Юго-Западной Африки ранее (Сенин, 1968; Емельянов, Сенин, 1969) было проанализировано на фосфор всего около 20 проб, и многие из них отличались повышенными концентрациями (максимально 1,85% P). Поэтому нами было принято более детальное изучение осадков шельфа Юго-Западной Африки, которое включало химические анализы на фосфор и определение в тех же пробах содержания терригенных и карбонатных частиц, копролитов, глауконита и фосфатных зерен путем их подсчета в отдельных гранулометрических фракциях и в осадке в целом. Всего проанализировано 140 проб. Из них 90 химических анализов выполнено в Атлантиро М. С. Скобленковой и автором, 20 — в лаборатории морской геологии Атлантического океана Атлантического отделения Института океанологии, 10 — в лаборатории ВИМС (А. С. Коченов), 10 результатов анализов предоставили нам сотрудники ВНИРО И. К. Авилов и Д. Е. Гершанович. Нами применялась общепринятая методика определения фосфора: растворение пробы царской водкой, связывание фосфора в окрашенный комплекс молибденовокислым и ванадиевокислым аммонием и колориметрирование на ФЭК. Для контроля анализирова-

ли стандартные пробы и пробы донных осадков, в которых фосфор был определен в упомянутых выше лабораториях. Различие между результатами определений Атлангино и других лабораторий не превышало 5—10% концентрации фосфора в пробе.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Исследуемый район расположен в южной аридной зоне. Преобладание испарения над выпадением атмосферных осадков (менее 50 мм в год) обуславливает господство на возвышенном (до 2000 м) водосборе Юго-Западной Африки процессов физического выветривания пород и слабое развитие речной сети (Физико-географический атлас мира, 1964). Постоянный сток в океан имеют только две реки: Кунене (твердый сток 15 млн. т/год) и Оранжевая (твердый сток 153 млн. т/год; Страхов, 1962). Большая часть суши имеет эпизодический сток временными водотоками.



Фиг. 1. Схема районов устойчивого в течение года подъема и опускания вод у Юго-Западной Африки (Mratov, 1969)

1 — подъем глубинных вод преобладает в 4 сезонах; 2 — подъем глубинных вод преобладает в 3 сезонах; 3 — в течение года преобладает опускание вод

Таким образом, поступление терригенного материала с суши имеет локальный характер: основная масса его, представленная песчано-алевритовыми продуктами физического выветривания пород, поступает в предустьевые участки рек Оранжевой и Кунене, на остальную площадь шельфа его поступает мало. Поэтому для большей части шельфа характерно медленное накопление терригенных осадков.

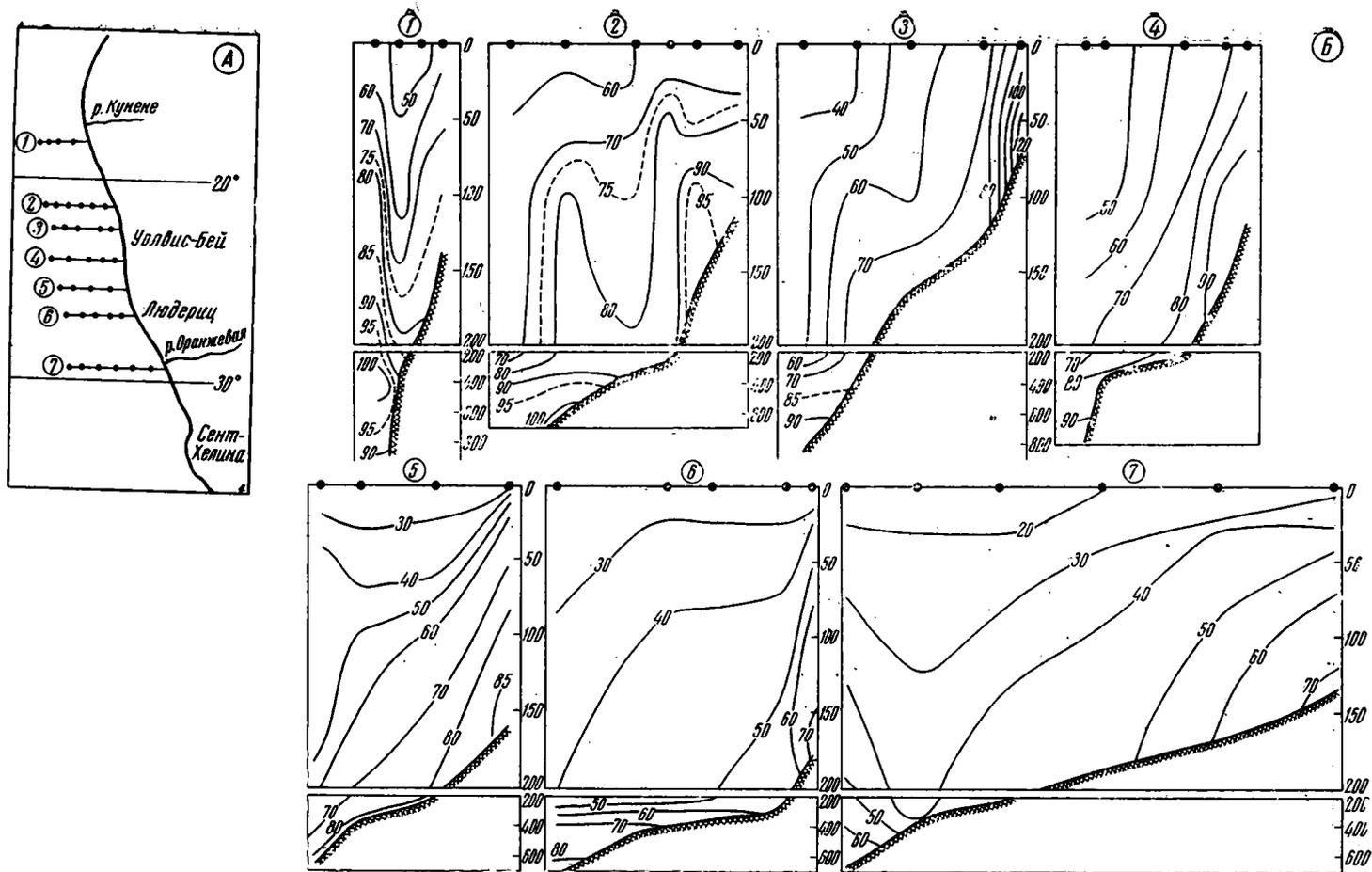
Специфическая особенность гидрологического режима шельфа Юго-Западной Африки — подъемы глубинных вод в зону фотосинтеза. Они вызываются главным образом сгонными явлениями пассатных ветров и дивергенцией Бенгальского течения. Поэтому интенсивность подъемов сильно меняется в пространстве и времени. Наряду с этим исследователи (Кудерский, 1962; Хованский, 1962; Currie, 1953; Stander, 1965) отмечали существование локальных районов, в пределах которых подъем глубинных вод наблюдался во все сезоны года. Положение таких районов устойчивого в течение года подъема вод на шельфе Западной Африки установлено К. И. Мратовым (Kolesnikov, Mratov, 1968) путем расчета вергенций скоростей постоянных те-

чений. К. И. Мратов показал, что у Юго-Западной Африки выделяются три района устойчивого подъема глубинных вод: у устья р. Кунене, между Людериц и бухтой Уолвис-Бей и у бухты Сент-Хелина (фиг. 1). В районе бухты Уолвис-Бей в течение года отмечается устойчивое опускание вод.

Подъем глубинных вод вызывает значительную перестройку физико-химических характеристик шельфовых вод:

1. Температура воды снижается на несколько градусов. Поэтому воды шельфа Юго-Западной Африки отличаются довольно низкой для этих широт температурой (11—20°).

2. Соленость и содержание кислорода уменьшается. Соленость воды шельфа 35,5—35⁰/₀₀ на глубинах 0—300 м и 35—34,5⁰/₀₀ на глубинах 300—1000 м (Гидрометеорологический справочник вод западного побережья Африки, 1964). Содержание кислорода на поверхности близко к насыщению или превышает его в зависимости от сезона и степени



Фиг. 2. Вертикальное распределение фосфатов (PO_4-P мг/м³) в воде на поперечных разрезах шельфа Юго-Западной Африки (данные Атлантиро, аналитик — А. В. Леонов)

А — положение гидрологических разрезов на шельфе Юго-Западной Африки; Б — графики; точки — положение гидрологических станций на разрезах

подъема вод. С глубиной содержание кислорода уменьшается до 20—30% насыщения. Наиболее низкие его концентрации (2—6% насыщения) отмечаются в донном слое прибрежных (до 110—120 м) участков развития диатомовых илов, которые обычно заражены сероводородом. Здесь кислород почти полностью расходуется при разложении больших масс органического вещества (содержание $C_{орг}$ в диатомовых осадках 8,50—14,03%; Авиллов, Гершанович, 1967; Емельянов, Сенин, 1969).

3. Содержание биогенных компонентов (фосфатов, кремнекислоты и др.) увеличивается. Содержание фосфатов в воде достигает максимальных для Атлантического океана величин. Даже на поверхности оно часто равно 40—60 мг/м³ P, а у дна — постоянно 80—100 мг/м³ P (фиг. 2). Концентрации кремнекислоты в поверхностных водах 50—200 мг/м³, а в придонном слое 500—1000 мг/м³ (по данным НИС «Книппович», ВНИРО).

4. Уменьшается рН воды. Воды шельфа Юго-Западной Африки выделяются пониженными величинами рН. В поверхностных водах рН часто понижается до 8,2—8,0, а на глубинах 100—200 м величины рН достигают минимальных для Атлантического океана значений в 7,7—7,8 (по данным НИС «Курчатов»).

Периоды подъема глубинных вод часто сменяются периодами стабилизации (по данным Атлантиро), во время которых физико-химические характеристики шельфовых вод восстанавливаются до обычных величин. Вследствие частой смены физико-химической обстановки постоянно нарушается химическое равновесие между донными осадками и придонной водой, что способствует активизации различных химических реакций между ними.

Однако наибольшее влияние подъемов глубинных вод заключается в том, что они постоянно поставляют в зону фотосинтеза биогенные элементы и вызывают развитие исключительно высокой биологической продуктивности в этом районе. Биомассы планктона здесь составляют 2—3 г/м³, т. е. в 10 раз превышают биомассы открытой части океана (Хованский, 1962). У бухты Уолфиш-Бей биомассы еще выше — 3—4 г/м³ (по данным Атлантиро), а первичная продукция достигает максимальных для океана величин — 3,8 г/м² в сутки (Steeman Nielsen, 1957). Здесь отмечена максимальная для Атлантического океана продукция рыб, которая только для основных видов равна 6—8 т с 1 км² (Марти, Мартиссен, 1966).

Динамика шельфовых вод у Юго-Западной Африки отличается значительной активностью. С юга на север вдоль всего района проходит над шельфом постоянное Бенгельское течение со скоростью 25,7—51,4 см/сек (Физико-географический атлас мира, 1964). У дна на глубинах 90—150 м были измерены остаточные скорости 11—3 см/сек (Кундерский, 1962). Скорости приливо-отливных течений 15—20 см/сек. Подвижность вод значительно возрастает вследствие преобладания в этом районе волнения 3—4 балла (повторяемость волнения более 5 баллов достигает 20%). Высокие скорости движения воды не допускают осаждения на дно не только пелитового, но и алевроитового материала (Лисицын, 1966).

Ширина шельфа у Юго-Западной Африки от 25—30 миль у устья р. Кунене до 100 миль у бухты Уолфиш-Бей и устья р. Оранжевой. Выделяется внутренний шельф (до глубин 150—200 м) с углами наклона до 25' на глубинах до 100 м и 5—10' на глубинах 100—200 м и внешний шельф (глубже 150—200 м) с уклонами дна до 8—10'. Условная граница между ними — довольно крутой перегиб дна на глубинах 150—200 м, который прослеживается на протяжении всего района. Край шельфа расположен на глубинах 275—400 м и отличается постепенным переходом к относительно пологому материковому склону (1—1,5°). (Рельеф описан по результатам эхолотного промера-

ра, выполненного автором в 1967 г. на НИС (Звезда 4»). Внутренний шельф Юго-Западной Африки по глубине соответствует шельфу Северо-Западной Африки (Сенин, 1967) и, очевидно, также сформирован волновой абразией во время эвстатического повышения уровня океана в послеледниковую эпоху. Внешний шельф, очевидно, сформировался еще раньше.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФОРА ПО ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИМ ТИПАМ ОСАДКОВ

На шельфе Юго-Западной Африки нами выделены три типа осадков: терригенные, биогенные и хемогенные. Терригенные осадки: а) терригенные (меньше 10% CaCO_3 и SiO_2 аморфн.); б) терригенные слабоизвестковистые (10—30% CaCO_3); в) терригенные слабокремнистые (10—30% SiO_2 аморфн.). Биогенные осадки: а) известковистые (30—50% CaCO_3), известковые (50—70% CaCO_3) и сильноизвестковые (более 70% CaCO_3), органогенно-обломочные раковинные и фораминиферовые; б) кремни-

Таблица 1

Распределение фосфора по вещественно-генетическим типам осадков

Вещественно-генетические типы до- ных осадков	Глубина колебания, м	CaCO_3 , %		P, %		Число образ- цов
		колебания	среднее	колебания	средние	
1. Терригенные (менее 10% CaCO_3):						
средние пески	151	—	6,84	—	0,26	1
мелкие пески	113—124	3,50—5,27	4,38	0,11—0,14	0,125	2
крупные алевриты	99—312	2,16—8,83	6,79	0,11—2,88	0,55	11
илы мелкоалевритовые	360	—	3,75	—	0,12	1
Терригенные слабоизвестковистые (10—30% CaCO_3):						
средние пески	172	—	28,28	—	8,27	1
мелкие пески	110—212	12,40—25,74	19,90	0,09—10,03	3,67	7
крупные алевриты	118—380	10,26—25,13	20,03	0,14—0,93	0,32	7
2. Биогенные известковистые (30—50% CaCO_3) фораминиферовые и обломочно-раковинные:						
мелкие пески	150—285	36,05—48,33	41,37	0,13—6,52	2,29	6
крупные алевриты	370	—	32,30	—	0,20	1
илы мелкоалевритовые	310	—	48,49	—	0,17	1
Биогенные известковые (50—70% CaCO_3) фораминиферовые:						
средние пески	130	—	68,20	—	0,20	1
мелкие пески	160—305	51,42—68,69	63,29	0,10—2,81	1,00	11
крупные алевриты	305—470	57,21—69,40	64,20	0,16—2,76	1,10	4
Биогенные сильноизвестковые (более 70% CaCO_3) фораминиферовые:						
мелкие пески	150—352	71,66—84,31	76,54	0,06—1,13	0,35	10
крупные алевриты	295—382	70,99—74,25	73,00	0,11—1,50	0,59	4
илы мелкоалевритовые	420	—	74,20	—	0,22	1
Биогенные слабокремнистые (10—30% SiO_2 аморфн.) и кремнистые (30—50% SiO_2 аморфн.) диатомовые:						
крупные алевриты	75—115	3,04—8,83	5,27	0,14—1,66	0,77	3
илы мелкоалевритовые	50—143	0,28—12,08	4,37	0,13—0,37	0,26	5
3. Глауконитовые (более 10% глауконита)						
мелкие пески	142—310	0,32—7,51	4,48	0,16—1,82	0,72	5
крупные алевриты	230	8,47—17,30	12,88	0,77—0,93	0,85	2

Литолого-геохимическая характеристика фосфоритовых песков

Гранулометрический тип	Глубина, м, колебания	Содержание фракции менее 0,01 мм		M _d , мм		S ₀		СаСО ₃ , %		Р ₂ O ₅ , %		Р, %		Содержание фосфатных зерен, % от образцов		Число образцов
		колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее	
Средние и мелкие пески	220—283	2,91—8,31	5,62	0,15—0,31	0,22	1,52—2,86	1,99	16,86—46,01	27,64	12,46—22,9	17,50	5,69—10,03	7,65	29,54—74,11	50,19	8

Таблица 3

Рентгенограмма фосфатных зерен ст. 577

(условия съемки: УРС=70, трубка с Со, Д=57,3 мм, d ≠ 0,25 мм, I = 10 мА, экспозиция 9 час., фильтр Fe)

№ линии	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
l	4	1	3	10	3	3	3	3	2	6	2	6	3	3	
d _г	3,42	3,14	3,04	2,784	2,688	2,592	2,469	2,235	2,118	1,925	1,872	1,826	1,715	1,619	1,515

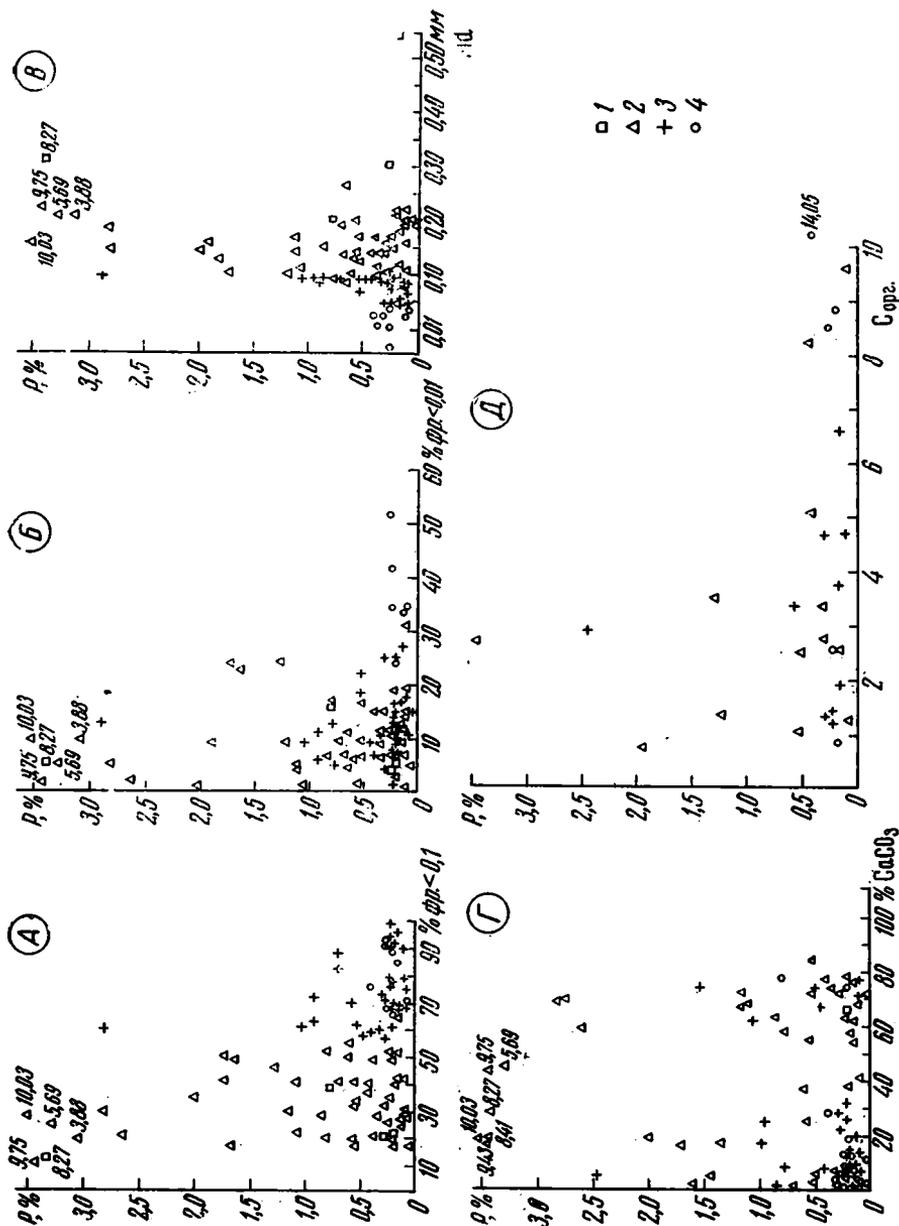
Примечание: рентгеноструктурные исследования выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

стые (30—50% SiO₂ аморфн.) — диатомовые, обычно зараженные сероводородом. Хемогенные осадки: глауконитовые (содержание глауконита более 10%).

По гранулометрическому составу на шельфе резко преобладают мелкие пески и крупные алевриты. Мелко-алевритовые и более тонкие илы имеют ограниченное распространение на глубинах менее 110—120 м и на материковом склоне, обычно глубже 500 м.

Содержание фосфора в каждом типе осадков изменяется в широких пределах (табл. 1). По средним содержаниям фосфора все вещественногенетические типы осадков, за небольшим исключением, являются слабофосфатными (0,5 — 10% Р₂O₅, или 0,22—4,35% Р; Безруков, Лисицын, 1960). В каждом вещественно-генетическом типе выделяются слабофосфатные осадки, а в терригенных и биогенных известковых — и фосфатные (более 10% Р₂O₅, или 4,35% Р) (табл. 2). Наибольшие концентрации фосфора обнаружены в терригенных слабоизвестковых мелких (10,03% Р, или 22,97% Р₂O₅) и средних (8,27% Р или 18,93% Р₂O₅) песках, которые представляют собой фосфоритовые пески. Высокие концентрации фосфора (более 1% Р, максимум 6,52% Р, или 14,93% Р₂O₅) получены также в биогенных известковых и кремнистых осадках.

Такое распределение фосфора указывает на его тяготение к разным типам осадков. В пределах каждого типа наблюдается зависимость концентраций фосфора от зернистости осадков: наибольшие концентрации обычно приурочены к средним и мелким пескам, наименьшие — к илам (см. табл. 1).



Фиг. 3. Зависимость концентраций фосфора от литолого-геохимических характеристик осадков
 1 — средние пески; 2 — мелкие пески; 3 — крупные алевроиты; 4 — или мелкоалевритовые

Эта зависимость подтверждается и графиком связи между Md осадков и концентрацией в них фосфора (фиг. 3, B). Наибольшие концентрации фосфора отмечаются в песках с Md 0,20—0,30 мм, хотя осадки такой же крупности имеют и минимальные содержания фосфора. В осадках с Md менее 0,05 мм отмечены только низкие концентрации фосфора. Теми же факторами, очевидно, определяется зависимость концентраций фосфора в осадках от содержаний фракций менее 0,01 мм (фиг. 3, Б). Из графика видно, что максимальные концентрации фосфора отмечаются только в осадках с низким содержанием фракции менее 0,01 мм. С увеличением в осадках пелитового материала концентрации фосфора уменьшаются.

Следовательно, повышенные концентрации фосфора связаны преимущественно с зернами песчаной размерности, а не с пелитовым материалом.

Между содержанием фосфора и CaCO_3 отсутствует какая-либо связь (фиг. 3, Г). Концентрации фосфора не зависят также от содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ (фиг. 3, Д), хотя эта зависимость может быть недостаточно достоверна вследствие малого числа определений $\text{C}_{\text{орг}}$. Однако необходимо отметить, что все донные осадки шельфа Юго-Западной Африки, по сравнению с другими районами Мирового океана, значительно обогащены органическим веществом (обычно 1—4% $\text{C}_{\text{орг}}$), что является большой величиной для мелких песков и крупных алевритов, преобладающих на этом шельфе. Связанный с этим органическим веществом фосфор влияет на суммарное содержание P_2O_5 в осадках, но он один не может обуславливать высокие концентрации его, так как даже в живом фитопланктоне Р не более 1%.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В результате микроскопического изучения осадков были выявлены следующие формы нахождения фосфатов:

1) фосфатные зерна; 2) фосфатизированные органические остатки: копролиты, материал заполнения полостей фораминифер и их ядра; первично фосфатные кости, зубы, чешуя рыб; 3) желваки и стяжения; 4) цементирующая масса.

1. Фосфатные зерна обнаружены во всех типах осадков в количестве 0,1—74% веса осадка. Форма их округлая до шаровидной, размеры 0,1—0,25 мм (фиг. 4). Поверхность зерен обычно шероховатая, редко блестящая, глянцевая. Зерна с глянцевой поверхностью наиболее часто встречаются в фосфоритовых песках, а с шероховатой — в биогенных осадках. Основная масса фосфатных зерен концентрируется во фракции 0,1—0,25 мм (фиг. 5). В более крупных фракциях их значительно меньше, а во фракциях меньше 0,05 мм они совсем отсутствуют.

При действии на фосфатные зерна 10%-ной HCl они слабо вскипают и растворяются. В шлифе фосфатные зерна представляют собой ооиды и значительно реже оолиты с фосфатным ядром и редко зернами кварца. Сложены они желтовато-бурым аморфным или скрытокристаллическим



Фиг. 4. Преобладающий тип фосфатных зерен

Станция 577, фр. 0,25—0,1 мм.
×40

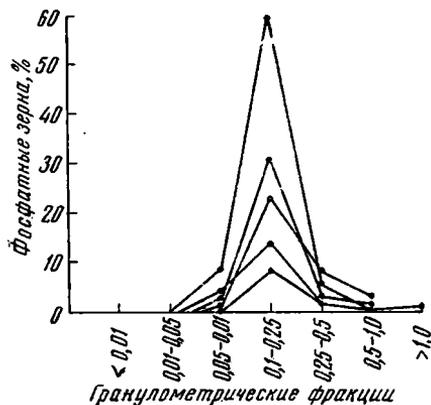
фосфатом, переполненным черными хлопьями органики. Часть ооидов покрыта тонкой оболочкой бесцветного прозрачного фосфата, иногда слабодействующего на поляризованный свет. Рентгеновский анализ фосфатных зерен из станции 577 (фиг. 4, содержание фосфатных зерен 74%, содержание фосфора 10,03%), выполненный М. В. Карпенко в лаборатории физических методов анализа Западно-Сибирского геологического управления, показал, что в них преобладает франколит (карбонат — фторапатит) с $a=9,32$ кх и $c=6,87$ кх. В заключении говорится, что «судя по рентгенограмме, фосфат должен быть тонкодисперсным, что характерно для современных осадков». По Г. И. Бушинскому (1966₂), величина $a=93,2$ кх характерна для курскита. Преобладание франколита в фосфатных зернах станции 577 подтверждается рентгеновским изучением (табл. 3).

Содержание фосфора в фосфатных зернах, определенное путем пересчета, составляет в среднем около 14% Р, или 32,2% P_2O_5 . Сравнение концентраций фосфора в осадках и содержания в них фосфатных зерен показало, что между ними существует прямая линейная зависимость (фиг. 6).

Происхождение фосфатных зерен не ясно. Они могут быть или современными образованиями, или переотложенными. Однозначно установить

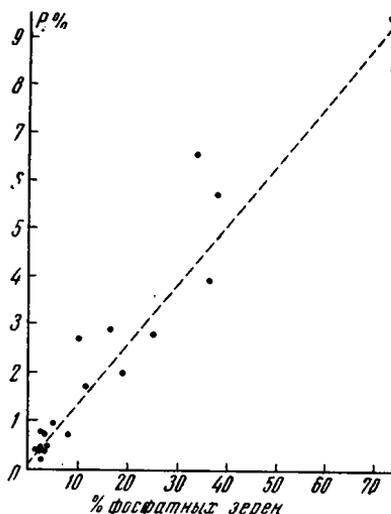
это можно только после специальных исследований. Сейчас же мы можем высказать только предположения о их генезисе.

Г. И. Бушинский (1966₁) считает, что фосфатные зерна чаще всего являются фосфатизированными копролитами. В осадках шельфа Юго-Западной Африки фосфатные зерна также встречаются в ассоциации с копролитами (см. ниже), однако между ними часто отсутствует внешнее



Фиг. 5

Фиг. 5. Распределение фосфатных зерен в гранулометрическом спектре осадков
Каждая линия соответствует одной определенной станции



Фиг. 6

Фиг. 6. Зависимость концентрации фосфора от содержания в осадках фосфатных зерен

сходство: большинство фосфатных зерен имеет округлую форму, тогда как копролиты исключительно продолговатые. Только небольшая часть фосфатных зерен имеет такую же форму как копролиты (фиг. 7). Из этого можно предположить, что только часть фосфатных зерен образовалась при фосфатизации копролитов.



Фиг. 7. Фосфатные зерна в форме копролитов (А)

Станция 577, фр. 0,25—0,1 мм, ×40

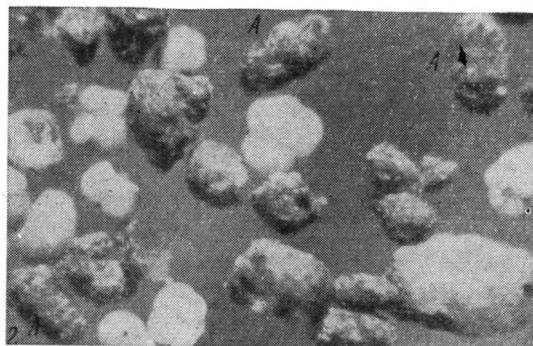
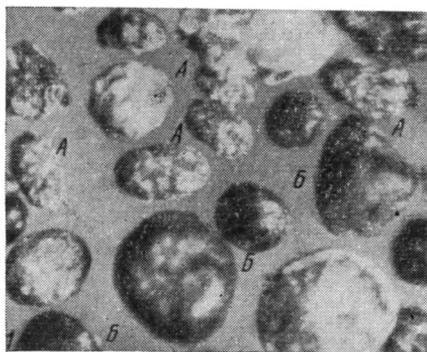


Фиг. 8. Фосфатные ядра фораминифер (В)

Станция 577, фр. 0,25—0,1 мм, ×40

О генетической связи копролитов и фосфатных зерен свидетельствует также нахождение внутри некоторых копролитов округлых фосфатных ооидов величиной 0,03—0,13 мм, что чуть меньше ширины копролита. Это позволяет предполагать, что часть фосфатных зерен возникла и росла в

массе копролита до тех пор, пока они не разрушили копролит. Освобожденные фосфатные зерна могли служить центром кристаллизации, вокруг которого наращивались в насыщенном фосфатами грунтовом растворе оболочки фосфата, образуя оолиты. Часть фосфатных зерен представляет собой ядра фораминифер, освобожденные при их разрушении (фиг. 8). Не исключено, что некоторые фосфатные зерна выпадали из насыщенного грунтового раствора в результате коагуляции.



Фиг. 9. Копролиты (А) в фосфоритовых (1) и фораминиферовых (2) песках. Б — фосфатные зерна

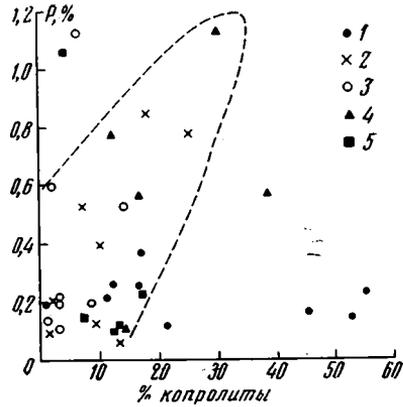
1 — станция 552, фр. 0,25—0,1 мм, $\times 40$; 2 — станция 624, фр. 0,25—0,1 мм, $\times 40$

2. Среди фосфатизированных органических остатков наибольшее значение для накопления фосфора имеют копролиты. Количество их в некоторых осадках 50—70% от веса осадков. Копролиты представляют собой продолговато-овальные зерна (фиг. 9) от землисто-серого до бледно-желтого и бледно-желтоватого цвета, непрозрачные, с тонкозернистой структурой и шероховатой поверхностью, хрупкие (давятся иглой). Подобные зерна описаны в литературе как копролиты и представляют собой литифицированные фекалии различных организмов. В рассматриваемых осадках продолговато-овальные зерна различной степени твердости: от мягких, относительно свежих фекалий до литифицированных копролитов. Так, в

пробах с глубины около 270 м, изученных сразу после подъема дночерпателя на палубу, многие из зерен, называемые нами копролитами, были мягкими и при прикосновении к ним иглой сразу же расплывались. Копролиты, очевидно, подвергаются разрушению при высушивании пробы и особенно во время ее кипячения при подготовке к водно-механическому анализу. Так, на судне в двух пробах осадков было определено 50—70% копролитов, а после водно-механического анализа содержание их, определенное подсчетом, составило всего 12—17%. Подтверждением тому, что данные образования являются копролитами, могут служить их состав и концентрации $C_{орг}$ в осадках с высоким содержанием копролитов. При действии на копролиты соляной кислотой они вскипают и часто распадаются на мелкие частицы. Микроскопическое изучение раздавленных копролитов показало, что они в значительной степени состоят из тонкозернистого карбонатного раковинного детрита и желто-бурой хлопьевидной массы (очевидно, органического вещества). В меньшем количестве встречаются тонкие терригенные зерна, обломки створок диатомовых и других организмов. Концентрация $C_{орг}$ в осадках с высоким содержанием копролитов равна 3,44—5,10%; это довольно большие величины для мелких песков.

Таким образом, нет прямых доказательств того, что эти зерна являются копролитами. Не исключено, что они образовались в результате чисто диагенетических процессов. Требуется дальнейшее специальное изучение их во влажном состоянии.

Зерна, аналогичные копролитам осадков шельфа Юго-Западной Африки, были описаны Allen (1965) и Pongenga (1966) в осадках шельфа дельты р. Нигер. Эти авторы также отмечали их копролитовую природу. Выполненное ими рентгеноструктурное изучение копролитов показало, что одни из них не отличаются от цеолитового материала осадков, другие сложены в основном ранним незрелым глауконитом. Возможно, и копролиты осадков шельфа Юго-Западной Африки подвергаются глауконитизации. Поэтому некоторые из них имеют бледно-зеленоватую окраску. Многие же копролиты имеют явные признаки фосфатизации. При действии на них азотнокислым раствором молибденовокислого аммония выпадает характерный ярко-желтый осадок. В упомянутых выше двух пробах (ст. 1082 и 1083) с высоким содержанием копролитов содержание фосфора составляет 0,57 и 0,78% на общий осадок. О процессе фосфатизации копролитов также свидетельствует намечающаяся прямая зависимость между содержанием копролитов и концентрациями фосфора, наиболее выраженная в осадках с глубин 150—300 м (фиг. 10).



Фиг. 10. Зависимость концентраций фосфора от содержания копролитов

Пробы с глубин: 1 — 100—150 м; 2 — 150—200 м; 3 — 200—250 м; 4 — 250—300 м; 5 — более 300 м

Другим важным типом фосфатизированных органических остатков являются фораминиферы и материал заполнения их полостей. Было установлено, что отдельные пробы фораминиферных осадков, в которых практически отсутствуют фосфатные зерна и копролиты, содержат до 2% P. Полости многих фораминифер таких проб заполнены обычно серозеленоватым тонкозернистым материалом, похожим на материал копролитов. Значительно реже в ядре фораминифер обнаруживается типичное темное фосфатное зерно. Возможно, фосфаты фораминиферных осадков связаны не только с материалом заполнения полостей, но и с карбонатным веществом их раковин.

Первично-фосфатные органические образования — кости, чешуя и зубы рыб, как отмечалось нами ранее (Емельянов, Сецин, 1969), редко превышают 1% веса осадков. Наиболее часто они встречаются в диатомовых осадках с сероводородным заражением. Размеры костей широко варьируют: от мелких (менее 1 мм) до костей и позвонков китов (более 30—40 см).

3. Цементированные фосфатным веществом участки осадка, фосфатные стяжения и желваки были обнаружены нами только в диатомовых осадках с сероводородным заражением. Во фракциях более 0,25 мм некоторых диатомовых осадков были обнаружены светлые рыхлые комочки слабощементированного диатомового ила. Так как в этих комочках, по нашим определениям, содержание фосфора 1,20% или 2,97% P_2O_5 , то можно предполагать, что цементом в комочках служит фосфатное вещество.

С этими комочками, очевидно, генетически связаны округлые белые, более плотные стяжения мелоподобного вида, в составе которых не заметно отдельных створок диатомовых. Иногда эти стяжения имеют более темную окраску.

Другим типом фосфатных желваков и стяжений диатомовых илов являются более крупные (максимально 2 см) округлые серые и темно-серые песчаникоподобные и аморфные образования, в одном из которых нами определено 13,22% Р, или 30,29% Р₂O₅. Кроме того, во фракциях 0,5—1,0 мм некоторых диатомовых илов встречаются разнообразные фосфатизированные частицы: от копролитов, крупных диатомей до округлых или бесформенных стяжений темно-серого и бурого цвета и аморфного строения. Содержание всех типов фосфатных образований составляет в диатомовых осадках 1—22% веса осадка. В этих осадках содержание фосфора обычно повышается до 1,5—2% Р.

Еще один тип фосфатных образований был обнаружен нами в пробе, взятой у внешней границы диатомовых илов с сероводородным заражением (ст. 568, глуб. 110 м). Содержание фосфора в ней 1,74%. Даже после водно-механического анализа все фракции этой пробы состояли из бесформенных комочков темного цвета. Определение фосфора в каждой фракции этой пробы показало следующие содержания, %:

Фракции, мм	Р ₂ O ₅	Р	Фракции, мм	Р ₂ O ₅	Р
3,0—1,0	1,76	0,76	0,25—0,1	6,42	2,80
1,0—0,5	2,08	0,90	0,1—0,05	1,25	0,54
0,5—0,25	3,79	1,65	0,05—0,01	1,06	0,46

Комочки, по данным микроскопического изучения, состоят из слабоцементированного органического детрита (преимущественно карбонатного, и в меньшей степени диатомового) и тонких терригенных частиц. Внутри некоторых комочков были обнаружены черные бесформенные фосфатные зерна с неровной шероховатой поверхностью. Особенно много их во фракции 0,25—0,1 мм.

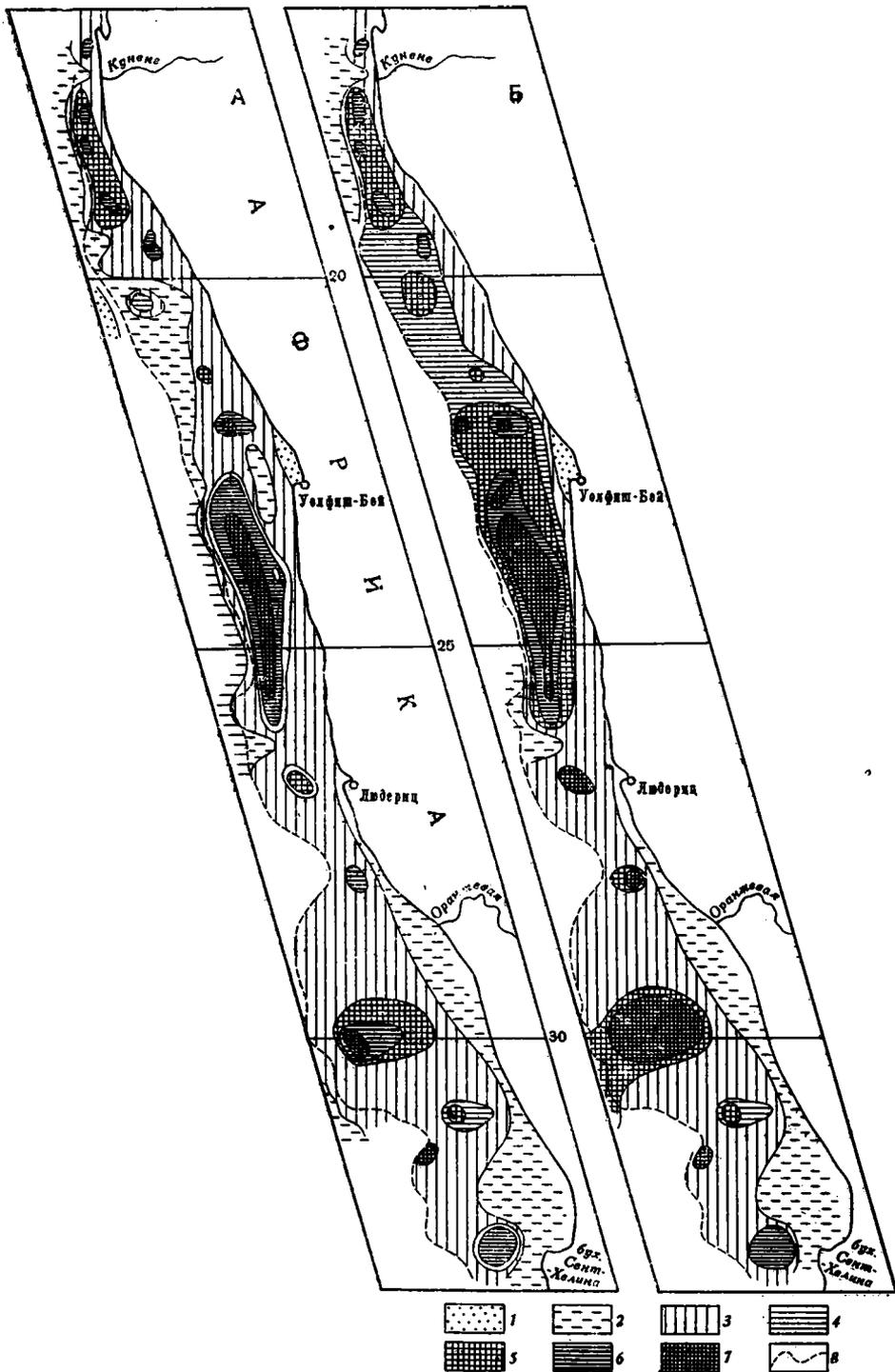
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФОРА ПО ПЛОЩАДИ И НА ПОПЕРЕЧНЫХ ПРОФИЛЯХ ШЕЛЬФА

Несмотря на разнообразие форм нахождения фосфора в осадках и широкие колебания его концентраций в каждом вещественно-генетическом типе, в распределении фосфора по площади шельфа наблюдается определенная закономерность: максимальные концентрации фосфора приурочены к трем отдельным участкам (фиг. 11).

На большей части шельфа осадки содержат 0,2—0,3% Р и более. Эти концентрации, очевидно, можно считать фоновыми для шельфа Юго-Западной Африки, они в 3—5 раз превышают средние концентрации фосфора в осадках Мирового океана. Повышенными концентрациями фосфора выделяются осадки внешнего шельфа трех крупных участков: 1) южнее устья р. Кунене (от 0,5—1,0% Р до 2% Р); 2) между бухтой Уолфиш-Бей и Людериц (обычно больше 2% Р, максимально 10% Р); 3) южнее устья р. Оранжевой (несколько обособленных участков с концентрациями 1—2% Р). Кроме этих крупных участков выделяются у внешней границы диатомовых осадков несколько значительно меньших по площади участков с таким же высоким содержанием фосфора.

Площадное распределение фосфора при пересчете на бескарбонатное вещество (см. фиг. 11, Б) мало отличается от его распределения в натуральных осадках: положение участков с максимальными содержаниями фосфора не изменяются, лишь несколько расширяются их площади. Только у бухты Уолфиш-Бей, глубже зоны диатомовых илов, т. е. глубже 120—140 м, концентрации фосфора в пересчете на бескарбонатное вещество значительно возрастают. Здесь фосфор осадков значительно разбавляется биогенным карбонатным материалом, в то время как в других местах разбавляющее влияние его менее выражено.

Сравнение распределения фосфора по площади шельфа (см. фиг. 11) со схемой районов устойчивого в течение года подъема вод (см. фиг. 1) показывает, что участки максимальных концентраций фосфора в осадках и участки устойчивого подъема совпадают. Такое совпадение отме-



Фиг. 11. Распределение фосфора в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки (А — на натуральный осадок; Б — на бескарбонатное вещество)

1 — менее 0,1%; 2 — 0,1—0,2%; 3 — 0,2—0,3%; 4 — 0,3—0,5%; 5 — 0,5—1,0%; 6 — 1,0—2,0%; 7 — более 2,0% (максимум 10,03% — на натуральный осадок, 16,26% — на бескарбонатное вещество); 8 — край шельфа

чается у устья р. Кунене, между бухтой Уолфиш-Бей и Людериц, а также южнее устья р. Оранжевой, особенно у бухты Сент-Хелина. Это позволяет предполагать, что квазипостоянные подъемы на шельф глубинных вод являются одним из определяющих факторов накопления в осадках шельфа Юго-Западной Африки повышенных концентраций фосфора.

Максимальные концентрации фосфора приурочены главным образом к глубинам 150—215 м. На этих глубинах обычно расположен относительно крутой (до 1°) перегиб дна. Увеличение скоростей придонных движений воды у этого перегиба препятствует осаждению тонких частиц и улучшает условия перемыва и сортировки осадков. Повышенные содержания фосфора отмечаются в основном в осадках с глубин 150—320 м, т. е. в осадках внешнего шельфа. На глубинах меньше 150 м донные осадки имеют, за исключением нескольких проб, фоновые содержания фосфора. За пределами шельфа (глубже 350—400 м) концентрации фосфора в осадках резко уменьшаются.

При рассмотрении распределения фосфора на конкретных поперечных профилях было замечено, что на глубинах смены диатомовых с сероводородным заражением осадков известковыми концентрации фосфора возрастают до максимальных значений (5—10% Р). Это обусловлено тем, что осадки этой узкой переходной зоны иногда представлены фосфоритовыми песками с содержанием фосфатных зерен до 70%. Характерно, что местами между диатомовыми и фосфатными осадками обнаружены осадки с большим содержанием копролитов или бесформенных комочков сцементированного детрита. Некоторые из них также содержат повышенные концентрации фосфора (до 2% Р).

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О ПРОЦЕССАХ ФОСФАТООБРАЗОВАНИЯ

При изучении осадков шельфа Юго-Западной Африки возникает вопрос, являются ли высокие концентрации фосфора в осадках результатом современного накопления или это результат вторичных процессов: размыва и переотложения фосфатных пород.

Разнообразие типов фосфатных образований позволяет предполагать разновременный их генезис. Считается (Бушинский, 1966; Страхов, 1962), что фосфатные зерна и стяжения образуются в диагенезе, который представляет собой длительный процесс. При этом, чем дольше длится процесс формирования фосфатных зерен, стяжений и других образований, тем выше в них содержание фосфора, тем они более плотные и литифицированные. В связи с этим слабосцементированные участки диатомового ила, фосфатизированные копролиты и другие комочки, материал заполнения полостей некоторых фораминифер, очевидно, можно считать современными фосфатными образованиями. Типичные темные фосфатные зерна, плотные фосфатные стяжения диатомовых илов с высоким содержанием Р являются, очевидно, более древними образованиями и представляют собой один из конечных продуктов процесса фосфатообразования.

Преимущественное развитие фосфатных зерен в осадках внешнего шельфа, более древнего по сравнению с внутренним, позволяет предполагать, что формирование их началось в досовременную эпоху и, очевидно, продолжается в настоящее время. Фосфоритовые пески могли образоваться в результате перемыва досовременных фосфатных осадков, который был вызван изменением динамических условий. При перемыве карбонатный материал измельчался и выносился, а осадок обогащался фосфатными зернами. Каким же способом происходило накопление фосфора в донных осадках?

Приуроченность максимальных концентраций фосфора в осадках к местам устойчивого в течении года подъема глубинных вод при слабом речном стоке с суши исследуемого района соответствует положению хи-

мической гипотезы фосфатонакопления (Казаков, 1939) о том, что фосфаты глубинных вод являются источником фосфора донных осадков. Однако основное положение этой гипотезы: осаждение фосфатов из морской воды химическим путем — не подтверждается. Из экспериментальных исследований известно, что выпавшие из раствора фосфаты имели очень малые размеры и даже в опыте не осаждались на дно нескольких дней (Рожкова и др., 1962).

Если бы на шельфе Юго-Западной Африки имело место химическое осаждение фосфатов, то в осадках отметилась бы прямая зависимость концентраций фосфора от содержания пелитового материала, а между ними отмечена обратная связь (см. фиг. 3, Б).

Значительно больше фактов свидетельствует в пользу биохимической гипотезы фосфатообразования (Бушинский, 1966₂). Из них наибольшее значение имеют: высокая биологическая продуктивность этого района, аномально высокие для донных осадков такого гранулометрического состава содержания $C_{орг}$, значительные содержания копролитов, высокие концентрации Р в некоторых биогенных осадках и особенно обнаружение в прибрежных диатомовых илах с содержанием $C_{орг}$ до 14% и сероводородным заражением фосфатных образований различной степени фосфатизации и явно современного происхождения. Согласно этой гипотезе, фосфаты морской воды концентрировались организмами, которые после отмирания осаждались на дно и разлагались там, освобождая фосфор. При обильном поступлении на дно органического вещества отмерших организмов происходило пересыщение грунтового раствора фосфатами. В диагенезе из пересыщенных растворов происходило при благоприятных условиях осаждение фосфатов.

Наиболее благоприятные условия для возникновения фосфатных образований отмечаются на контакте окислительной и восстановительной сред (Страхов, 1962). В этом отношении на шельфе Юго-Западной Африки наибольший интерес представляет зона распространения диатомовых осадков с сероводородным заражением. В этих осадках граница восстановительных и окислительных условий проходит по вертикали на границе осадок — вода, а по горизонтали — по внешней границе диатомовых осадков (глубины 110—140 м). В других типах осадков фосфатные образования формируются, очевидно, также на контакте окислительных и восстановительных условий, который вследствие обогащенности донных осадков шельфа Юго-Западной Африки органическим веществом проходит, очевидно, вблизи поверхности осадка. Кроме того, важную роль, несомненно, играет неоднородность физико-химических условий внутри осадка (микроочаги резких колебаний рН и Eh), вызываемая неравномерным распределением в осадке частиц органического вещества. На контакте восстановительной и окислительной сред и микросред фосфаты осаждаются вследствие резкого изменения физико-химических условий и соответствующего изменения их растворимости, цементируя участки диатомового ила и образуя фосфатные стяжения, а также путем фосфатизации копролитов, образования псевдоморфоз выполнения полостей фораминифер, образования микроконкреций и, возможно, замещения кальцита из раковин.

Роль постоянного подъема глубинных вод в этих процессах заключается в том, что они непрерывно поддерживают в воде высокие концентрации фосфатов. Это, с одной стороны, создает постоянно высокую биологическую продуктивность, что обеспечивает поступление на дно больших масс органического вещества, а с другой — способствует, очевидно, сохранению фосфора в составе органического вещества отмерших организмов при разложении их в воде во время опускания на дно и сохранению фосфатов в пересыщенном состоянии в грунтовом растворе вследствие слабой диффузии их в богатую фосфатами придонную воду.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

1. Вследствие интенсивных подъемов глубинных вод на шельф Юго-Западной Африки и развивающейся на их базе исключительно высокой биологической продуктивности донные осадки этого района отличаются повышенными, по сравнению с другими областями Мирового океана, концентрациями фосфора (обычно более 0,2—0,3% P, максимально 10,03% P, или 22,9% P₂O₅ на осадок).

2. Высокие концентрации фосфора (1—10% P) имеют осадки районов устойчивого в течение года подъема глубинных вод, а также осадки в зоне перехода зараженных сероводородом диатомовых илов к более глубоководным известковым осадкам, характеризующимся окислительными условиями.

3. Результаты изучения распределения фосфора в осадках свидетельствуют о биохимическом накоплении фосфатов в осадках, а не в результате химического осаждения их из морской воды.

ЛИТЕРАТУРА

- Авилов И. К., Гершанович Д. Е. Литология шельфовых отложений Юго-Западной Африки и Патагонии.—Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1967, № 4.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных водоемов.—Тр. Ин-та океанологии, 1960, т. 32.
- Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.—Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Гидрометеорологический справочник вод западного побережья Африки. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
- Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава донных осадков шельфа Юго-Западной Африки.—Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Тр. Н.-и. ин-та удобрений и инсектофунгицидов, 1939, вып. 145.
- Кудерский С. К. Некоторые особенности течений в районе Юго-Западной Африки (17—24° ю. ш.).—Тр. Балтниро, 1962, вып. 9.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
- Марти Ю. Ю., Мартисен Г. В. О биологической и промышленной продуктивности Атлантического океана и сопредельных морей.—Океанология, 1966, № 2.
- Рожкова Е. В., Серебрякова М. В., Макарова Т. В. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов.—В сб.: «Минеральное сырье», 1962, вып. 6.
- Сенин Ю. М. Геоморфология Западного шельфа Северной Африки.—Тр. Атлантиро, 1967, т. 17.
- Сенин Ю. М. Особенности складкообразования на шельфе Юго-Западной Африки.—Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Смирнов А. И. Особенности формирования различных типов морских фосфоритов.—Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Физико-географический атлас мира. М., ГУГК, 1964.
- Хованский Ю. А. Океанологические ориентиры при поиске южноафриканской ставриды в весенне-летний период.—Тр. Балтниро, вып. 9, 1962.
- Allén J. R. L. Late Quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environments and lithofacies. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1965, v. 49, n. 5.
- Currie R. Upwelling in the Benguela Current, «Nature», 1953 (march).
- Mratov K. J. On principal Water Divergence and Convergence of Eastern Tropical Atlantic.—International Council for the Exploration of the Sea. Symposium on «Physical Variability in the North. Atlantic», N 21, 1969.
- Porgenga D. H. Clay minerals in recent sediment of the Niger delta.—Clay and Clay minerals, London—New York, 1966.
- Stanber G. H. Aspects of the Hydrology of the Benguela Current off South West Africa.—S. Afric. Shipp. News and Fish Ind. Rev., 1965, v. 20.
- Steeman Nielsen E., Jensen A. Primary oceanic production. Galathea—Report, 1957, vol. 1.
- Tooms J. S., Summerhayes C. P. Phosphatic Rocks from African Continental Shelf.—Nature, vol. 218, June 29, 1968.

УДК 553.32(470.22)

**ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ,
КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
В ОЗЕРАХ СЕВЕРНОЙ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ
(на примере оз. Пуннус-Ярви)**

Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Е. А. СТРАВИНСКАЯ, О. В. УРАНОВА

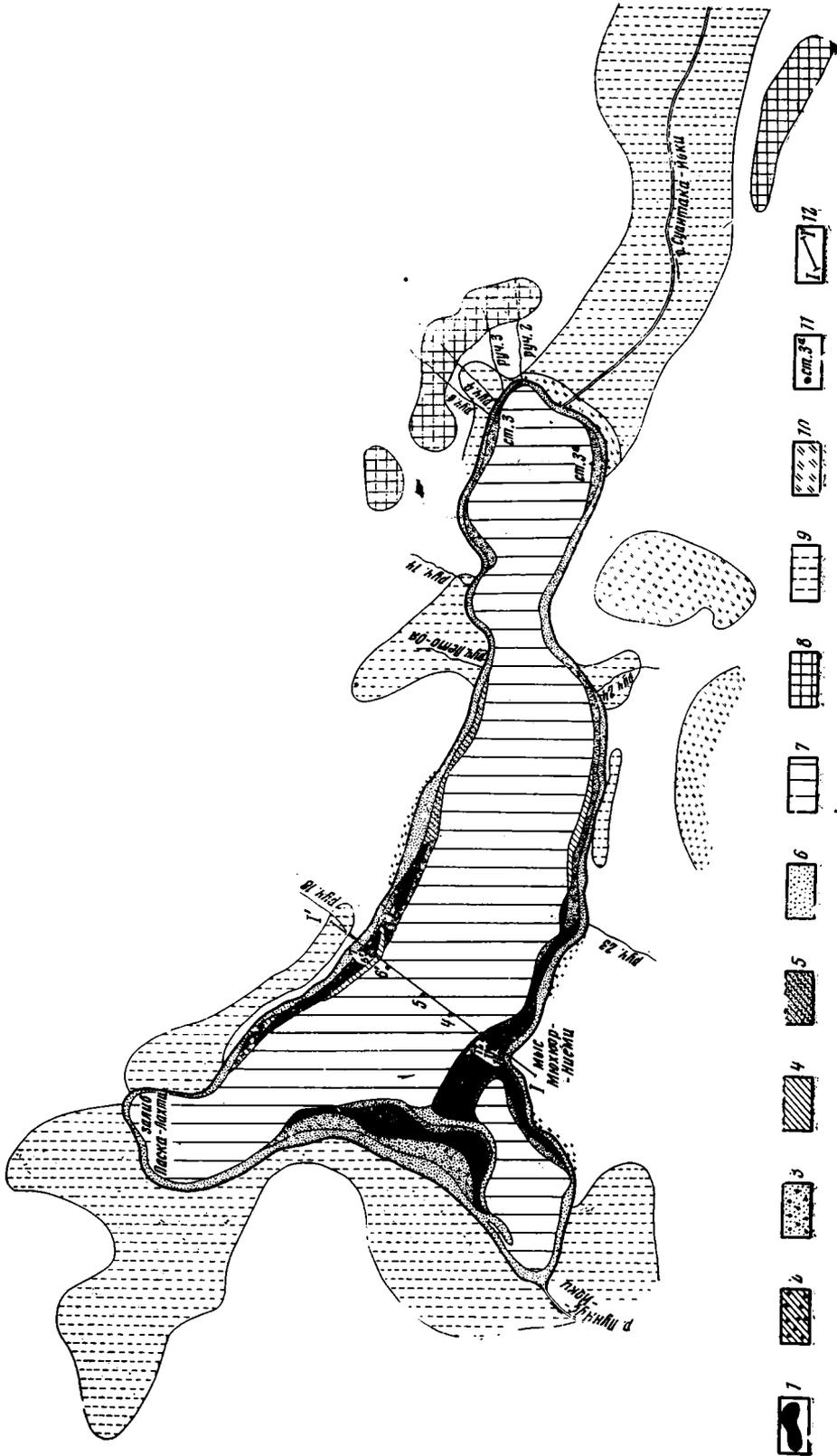
Озерное рудообразование северной гумидной зоны связано с двумя резко различными, пространственно разделенными процессами, в результате которых появляются руды разного состава, строения и разных условий происхождения.

В отечественной и зарубежной литературе господствуют представления о том, что озерные железистые и железисто-марганцевые руды образуются в тех районах северной гумидной зоны, где вблизи водоемов распространены торфяники и болотно-подзолистые почвы, обеспечивающие приток в озера обогащенных железом и органическим веществом мягких кислых вод. Полого-волнистый рельеф территории, примыкающей к озеру, и наличие вблизи него и в самом озере водопроницаемых песчаных грунтов способствуют основной миграции железа с грунтовыми водами болотного происхождения (Македонов, 1966). Конфигурация рудных залежей и их положение среди других озерных отложений, согласно этим представлениям, целиком и полностью зависят от процессов заболачивания прибреговых зон.

Н. М. Страхов (1965) выдвинул новое, усложненное представление об образовании железо-марганцевых озерных руд северной лесной зоны. В основу его легла установленная им связь между содержанием органического вещества в осадках озер и типами накоплений в них рудных концентраций железа и марганца.

Появление и размещение озерных руд на фациальных профилях и плане в этом случае контролируется не только режимом стока речных и грунтовых вод, но и содержанием в осадках органического вещества, контролирующего ход и направление диагенетических процессов.

Несколько отличные данные приведены в работе Н. И. Семенова (1958), проводившего многолетнее лимнологическое изучение озер Карелии. По его мнению, имеются случаи (оз. Пуннус-Ярви), когда образование руд в озерах протекает двумя путями. «В первом случае рудообразование обуславливается непосредственным выпадением закисного железа, приносимого грунтовыми водами при окислении. При этом наблюдается тесная связь между локализацией рудных отложений и почвенно-геологическими условиями прибрежных участков, на которых происходит мобилизация железа. В другом случае ни грунтовые воды, ни почвенно-геологические условия прибрежных участков не играют непосредственной роли в процессе рудообразования и оно, очевидно, связано со вторичной диагенетической концентрацией железа на дне



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

1:12

Фиг. 1. Распределение осадков в оз. Пуннус-Ярви, по Н. И. Семеновичу

1 — железо-марганцевые конкреции, слагающие рудные поля; 2 — железо-марганцевые конкреции среди алевритистых отложений; 3 — железо-марганцевые конкреции среди песков; 4 — глины светлосерые; 5 — алевриты (илы песчаные); 6 — пески; 7 — илы; 8 — торфяники (значительные количества осадка гидроокиси железа в дренажных канавах); 9 — торфяно-подзолистые почвы, характеризующиеся небольшим количеством осадков гидроокисей железа в дренажах; 10 — болота без гидроокиси железа; 11 — номера станций; 12 — номера профилей

водоема, т. е. в данном случае главным фактором являются условия озерной среды» (Семенович, 1958, стр. 60).

К сожалению, в только что цитированной работе мало внимания уделяется собственно рудному веществу и, таким образом, положение Н. И. Семеновича об участии в рудообразовании оз. Пуннус-Ярви не одного, а двух генетически разных процессов не подкреплено в достаточной степени фактическим материалом.

В настоящей статье нами сделана попытка восполнить этот пробел и, основываясь на более детальном изучении состава и строения руд, образовавшихся в разных условиях, дать ответ на вопрос: какие же процессы в действительности контролируют появление руд в оз. Пуннус-Ярви и других озерах северной лесной зоны?

Методы исследования. Озеро Пуннус-Ярви—одно из наиболее богатых рудными образованиями среди других озер Карельского перешейка—исследовано довольно хорошо. Несмотря на это железо-марганцевые образования, прослеживаемые почти по всей прибереговой полосе, изучены лишь в районах рудных полей.

Нами, в отличие от предшествующих исследований, изучение состава и строения железо-марганцевых образований проведено не только в районах рудных полей, но и за их пределами. В первом случае пробы илов и конкреций отбирались по профилю I—I' (фиг. 1), пересекающему два противоположно расположенных рудных поля¹. За пределами рудных полей пробы современных отложений и конкреций отобраны в районах интенсивного развития торфяников и болот и на участках, где они развиты незначительно. При этом был получен материал, позволивший провести сравнительное изучение руд, образовавшихся в разных условиях.

Другое отличие наших работ от предшествующих — применение нового приема отбора проб, при котором поднятые стратометром иловые отложения из профундали озера пропускались через капроновую сетку. При такой операции впервые удалось установить в восстановленной зоне илов железо-фосфатные микроконкреции (Штеренберг и др., 1968). В результате этого мы имели возможность выполнить сравнительное изучение состава и строения конкреций по всему профилю, чего нельзя было сделать раньше.

Н. И. Семенович (1958) при лимнологическом изучении оз. Пуннус-Ярви подметил, что размеры рудин не остаются постоянными и уменьшаются сверху вниз по разрезу. Мы также неоднократно замечали уменьшение размеров рудин от поверхности донных отложений вниз по разрезу. По данным химических, термических, рентгеновских и других анализов, одновременно с изменением величины рудин существенно меняется их состав и строение (Штеренберг и др., 1969).

Используя эти данные, мы, вместо обычно применяемого метода сравнения величин кларков-концентраций Fe, Mn, P и т. д. во вмещающих отложениях и рудах, оценку степени геохимической подвижности элементов при железо-марганцевом рудообразовании в оз. Пуннус-Ярви

¹ Нумерация профиля, пересекающего рудные поля (I—I'), сохранена такая же, как и в предыдущих работах (Штеренберг и др., 1966; Страхов и др., 1968). Это связано с тем, что из восьми станций, только три (10, 11 и 12) занимают несколько иное положение на плане и профиле.

получали путем сравнительного изучения состава и строения конкреций (руд), располагающихся в разных частях разрезов и по профилю от профундали к литорали.

Отбор илов и конкреций производился стратометром Перфильева с лодки. Расстояние между станциями определялось с дальномером ДСП-30. Отобранные пробы руд подвергались разделению на фракции >10 , $10-5$, $5-1$ и <1 мм. Поднятые стратометром осадки и руды изучались с помощью макро- и микроскопии, термического, рентгеновского и некоторых других анализов. В очищенных от терригенной примеси фракциях путем ручного отбора под биноклем и с помощью электромагнитного сепаратора (Лаборатория разделения минералов ГИН АН СССР, Л. В. Уколова) химическим путем определялись: Mn, P, Сорг, CO_2 , Ca и частично формы Fe; Ba в рудах устанавливался спектральным полуколичественным методом А. С. Дудыкиной в ИГЕМ АН СССР.

Строение и состав конкреций основного рудного поля (левая ветвь профиля I—I'). Профиль I—I' начинается от мыса Мюхкюр-Ниemi, где широко развиты моренные отложения, а процессы заболачивания сведены к минимуму, протягивается в северо-восточном направлении, пересекает одну из наиболее богатых конкрециями частей основного рудного поля, проходит зону глубоководных илов, затем второе, значительно меньшее по величине и значению рудное поле и выходит вблизи ручья, которому Н. И. Семенович (1958) и присвоил № 18 (см. фиг. 1).

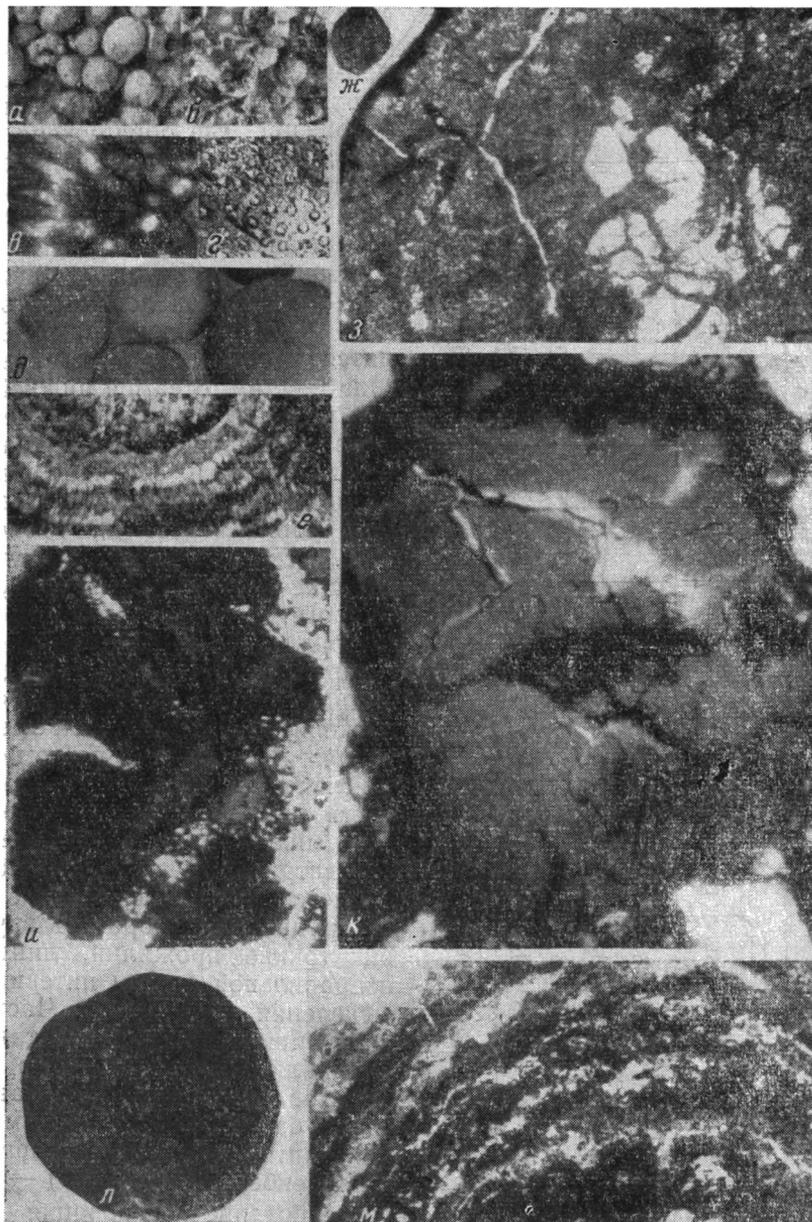
Участок окончания профиля I—I' в отличие от мыса Мюхкюр-Ниemi, характеризуется некоторым, хотя и в слабой степени выраженным заболачиванием. В связи с этим, для исключения влияния болотно-торфянистых вод на рудообразование, изучение состава и строения железомарганцевых конкреций и вмещающих их отложений выполнено нами раздельно по левой и правой частям профиля I—I'.

Описание левой ветви профиля I—I', мы начинаем со станции 6', расположенной примерно в 1020—1035 м от мыса Мюхкюр-Ниemi и вскрывшей наиболее глубоководные отложения озера (12—14 м). Длина колонки илов, поднятой со станции 6' составила 12—16 см. Среди илов с помощью тонкой капроновой сетки удалось обнаружить два типа мелких конкреций (Штеренберг и др., 1968). В верхней части разреза мощностью 5—6 см встречены микроконкреции зеленого цвета (средний диаметр 0,5 мм), имеющие не вполне округлую форму (обр. 102). Основу таких микроконкреций составляют колонии синезеленых водорослей *Cloetochia echinulata* (T. S. Smith) P. Richt разной степени сохранности, как бы одетые в железистую рубашку, представленную гидроферрихлоритом (фиг. 2, а, б, в, г). Последний находится на ранней стадии образования и вероятно поэтому дифрактограмма обр. 102 характеризуется сильным фоном и ничтожными по величине отдельными пиками, соответствующими 6,60; 3,34; 2,25 кх (табл. 1).

В самых нижних частях разреза станции 6' встречены конкреции (обр. 101) значительно большего размера и более правильной округлой формы (фиг. 2, д), обладающие зонально-концентрическим строением (фиг. 2, е). Минералогическое изучение их, рентгеновский и термические анализы указали на присутствие в составе конкреций: β -керченита, гидродеррихлорита, гидротроилита и пирита (фиг. 3).

Содержания Fe в конкрециях образцов 101, 102 составляют соответственно 22,03 и 23,59%, Mn — 0,92 и 8,1%, P — 1,47 и 4,46%, Ba — 0,02 и следы. Марганцевый модуль, т. е. Mn:Fe (Страхов, 1965), очень низок — 0,04 и 0,34, а в среднем 0,10 (см. табл. 1). Mn в этой зоне собственных минералов не образует.

В центральной части озера пробы современных отложений, представленных зелеными илами, отобраны со станций 4, 5, расположенных в 490—510 и 780—800 м от мыса Мюхкюр-Ниemi (см. фиг. 1). Размеры колонок илов, среди которых конкреции не были обнаружены, не превы-



Фиг. 2. Макро- и микрофотографии существенно-диагенетических руд

а — микроконкреции (верхняя часть разреза станции 6'), $\times 10$; *б* — то же, в изломе; *в*, *г* — то же, $\times 640$, николь один; *д* — мелкие конкреции из нижней части разреза станции 6', $\times 10$; *е* — то же, $\times 640$, николь один (серое — гидроферрихлорит, белое — β -керченит, черное — гидротроиллит, пирит); *ж* — железо-марганцовое стяжение, станция 12, $\times 2$; *з* — то же, $\times 260$, николь один (серое — гидрогетит, черное — псиломелан-вад; белого цвета образование, располагающееся в центральной части конкреции — остатки синезеленых водорослей, обладающие оранжевой окраской); *и* — образование гидроферрихлорита (темно-се-

рое), по которому развиваются карбонаты марганца (белое), станция 12, нижняя часть разреза, $\times 640$, николь один; *к* — стяжение, отобранное из нижней части разреза станции 11, $\times 560$, николь один (черное — псиломелан-вад, темно-серое — гидрогетит, белое — гидроферрихлорит, светло-серое, по трещинам, — карбонаты марганца, белые зерна по краям фотографии, за пределами стяжения — кварц, полевой шпат и т. п.); *л* — железо-марганцовая руда, станция 10, $\times 2$; *м* — то же, $\times 80$ (черное — псиломелан-вад, темно-серое — гидрогетит, белое — кремнисто-глинистая масса)

Таблица 1

Содержания элементов в существенно диатенгических рудах и микроконкрециях, %

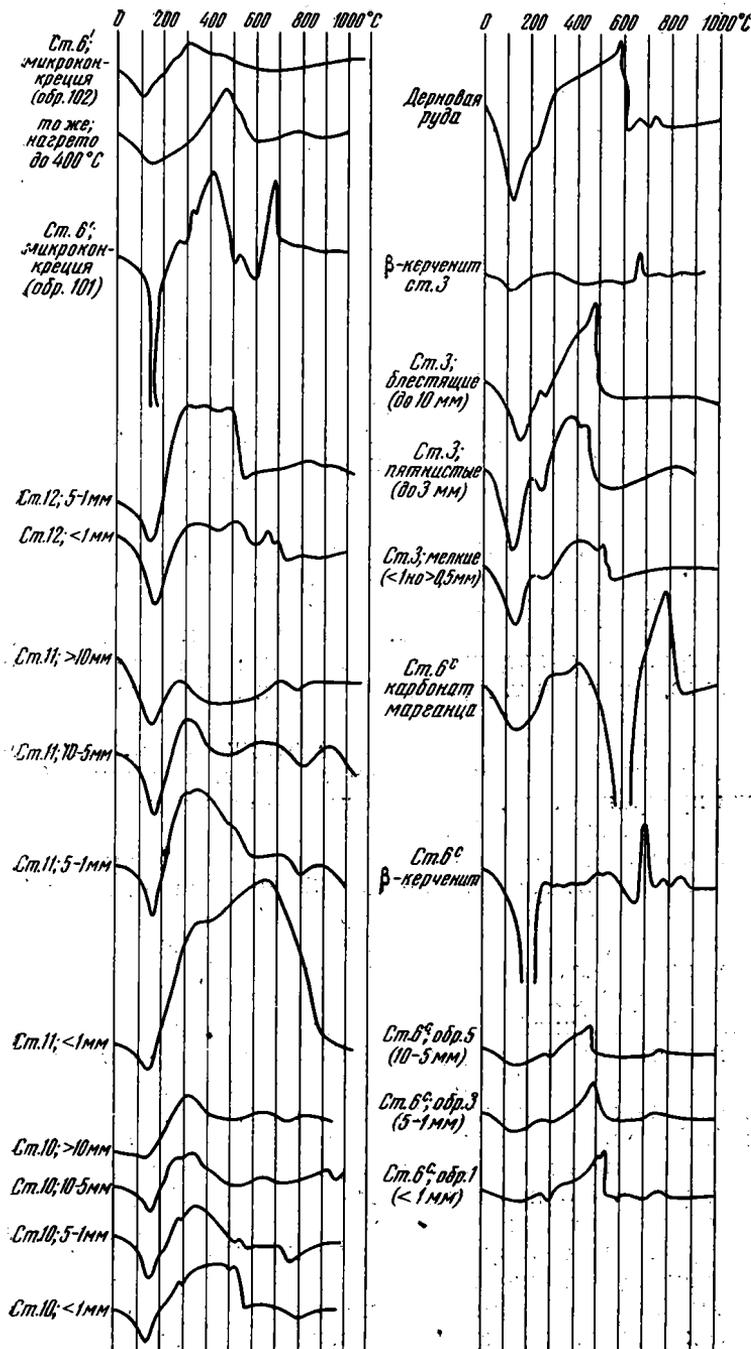
Размеры рудин, мм	Станции																			
	10				11				12				6'							
	Mn	Fe	P	Ba	Mn/Fe	Mn	Fe	P	Ba	Mn/Fe	Mn	Fe		P	Ba	Mn/Fe				
>10	37,5	8,94	0,0004	1	4,19	36,7	9,9	0,08	1	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—		
10—5	38,2	9,36	0,0002	2	4,08	33,2	13,1	0,15	2	2,53	—	—	—	—	—	—	—	—		
5—1	30,8	13,48	0,20	0,7	2,28	33,2	14,7	0,15	1	2,25	9,3	25,4	0,47	0,2	0,38	8,1	23,60	4,46	0,02	0,34
<1	29,4	12,6	0,13	1	2,33	19,8	19,0	0,43	0,5	1,04	3,7	22,3	0,36	0,03	0,16	0,92	22,03	1,47	следы	0,04
Средние содержания	33,9	11,0	0,033	1,17	3,08	30,7	14,2	0,21	1,1	2,16	6,5	23,3	0,41	0,11	0,28	4,5	20,81	2,96	0,01	0,19

шали 30—32 см, в то время как общая мощность этих отложений значительно больше.

Станция 12 располагается примерно в 210—215 м от мыса Мюхкюр-Ниemi. Длина колонки отложений, где обнаружено наибольшее количество конкреций, около 10 см, при общей мощности современных отложений по этой станции около 25 см.

Наиболее крупные рудины (5—3 мм) располагаются в самом верху разреза. Ниже находятся главным образом конкреции 3—1 мм. В самой нижней части разреза обнаружены мелкие образования, до 1 мм в диаметре. Крупные и средние рудины имеют овально-округлую и округлую формы. Цвет их темно-бурый. Основные минералы, участвующие в строении этих руд — гидрогетит (преобладает), гидроферрихлорит и псиломелан-вад. Гидрогетит в крупных рудинах занимает обычно центральное положение, замещая гидроферрихлорит и развиваясь по нему. Реликты гидрогетита можно обнаружить при больших увеличениях под микроскопом. Псиломелан-вад встречается реже. Он располагается в периферических частях рудин либо образует внутри них тонкие прожилки, линзы и неправильной формы нитевидные выделения (фиг. 2, з). Часто в конкрециях, поднятых со станции 12, наблюдаются выделения карбонатов марганца, представленных в основном кальциевым родохрозитом. Карбонаты марганца (Штеренберг и др., 1966) — наиболее поздние образования — замещают псиломелан-вад и развиваются по псиломелан-ваду, гидрогетиту, гидроферрихлориту (фиг. 2, и), корродируют терригенно-обломочные зерна и т. п.

Мелкие образования (<1 мм), находящиеся главным образом в самых низах разреза станции 12, среди темно-зеленых илов, имеют неправильную и неправильно-округлую формы. Цвет их буровато-коричневый. Представлены они в основном гидроферрихло-



Фиг. 3. Кривые нагревания руд и микроконкреций

ритом и гидрогетитом. Псиломелан-вад встречается весьма редко в виде небольших мелких линз и прожилков. Основа мелких образований, по данным микроскопии, — колонии синезеленых водорослей, иногда пыльца и споры наземных растений, мелкие терригенные зерна и т. п. Кривые нагревания руд размерами 5—1 и 1 мм отличаются от кривых нагревания микроконкреций — станция 6' (фиг. 3). Они указывают на удаление воды, на перевод двухвалентных форм марганца и железа в соединения

более высоких валентностей, на разложение органического вещества и другие процессы, характерные для железистых руд гидрогетитово-лептохлоритового состава осадочного генезиса (Роде, 1936; Иванова, 1949; Формозова, 1959; Юрк и др., 1960; Литвиненко и др., 1967 и др.).

По данным химических анализов руд (см. табл. 1), крупные разности последних содержат Mn и Ba больше по сравнению с мелкими, расположенными в нижних частях разреза. Увеличение содержания этих элементов вверх по разрезу, вероятнее всего, можно объяснить диффузионными процессами, протекающими в осадках при диагенезе. Некоторое же уменьшение содержания Fe в более мелких рудинах вниз по разрезу станции 12, видимо, связано с тем, что в составе мелких рудин присутствует наряду с гидрогетитом гидроферрихлорит, в то время как крупные рудины представлены в основном гидрогетитом. Количество P в рудах по разрезу почти не меняется.

Станция 11 находится в 75—90 м от мыса Мюхюр-Ниemi. Общая длина колонки современных отложений около 20—23 см. В самой верхней части разреза располагаются наиболее крупные рудины (более 10 мм в диаметре). Промежутки между ними заполнены терригенно-обломочными зернами средней размерности. Они сцементированы гидроокислами марганца, которые также цементируют и крупные рудины. На поверхности терригенно-обломочных зерен, по трещинам, неровностям и т. п. наблюдаются тонкие, неравномерные по толщине корочки и пленки окислов марганца. Помимо обломочных зерен, в межрудных пространствах встречаются наземные растительные остатки, плоды деревьев, семена и т. д., пропитанные и покрытые окислами марганца.

Вниз по разрезу размер и количество рудин существенно уменьшается, и на глубине 12—15 см от поверхности осадка рудообразование практически прекращается. Почти параллельно с уменьшением величины и количества стяжений по разрезу уменьшается и размер терригенно-обломочных зерен, однако роль их в образовании современных осадков несомненно возрастает. На глубине 20—23 см разрез станции 11 заканчивают мелко-тонкозернистые пески, среди которых лишь изредка наблюдаются мелкие (меньше 1 мм в диаметре) отдельные рудинки.

Крупные железо-марганцевые рудины (>10, 10—5 и, пожалуй, 5—3 мм в диаметре) обладают скорлуповатой отдельностью, связанной с неотчетливо выраженной концентрической зональностью.

Основной минерал, слагающий наиболее крупные рудины — псиломелан-вад, располагающийся в периферических и центральных их частях в виде мелких неправильных линз, пятен, сетчатых и нитевидных образований. Реже в крупных конкрециях встречается гидрогетит. В ряде случаев (в центральных частях рудин) при больших увеличениях под микроскопом удается обнаружить мелкие участки гидроферрихлорита, по которому развивается гидрогетит. Карбонаты марганца встречены значительно реже, чем в рудах станции 12. В конкрециях размером 10—5 мм, находящихся еще в верхних частях разреза станции 11, участков и прослоек гидрогетита становится несколько больше, чем в более крупных разностях, при некотором уменьшении роли псиломелан-вада.

Ближние состав и строение имеют железо-марганцевые рудины (5—1 мм), располагающиеся ниже по разрезу. В них только еще меньше карбонатов марганца и повышена роль гидроферрихлорита. В ряде случаев он встречается не только внутри рудин, но и в цементе среди песчаных зерен (фиг. 2, κ). Нередко гидроферрихлорит образует внешние зоны конкреционных образований.

Наименьшие рудинки (<1 мм) темно-бурого цвета. Основное поле их представлено гидрогетитом и гидроферрихлоритом, причем часто последний, преобладавая, слагает внешнюю зону. Псиломелан-вад занимает

несравненно меньше участков, чем в крупных конкрециях, образуя мелкие линзы, пятна и включения среди полей железистых минералов.

Кривые нагревания также подтверждают характер изменений минерального состава руд от верхней к нижним частям разреза станции 11 (см. фиг. 3).

По данным химических анализов (см. табл. 1), содержание Mn в рудах по разрезу не остается постоянным, а убывает от его верхней к нижней части. Подобным же образом происходит изменение величины марганцевого модуля. Содержание Fe и P, наоборот, в этом направлении возрастает. Ba, как видно из табл. 1, ведет себя несколько по-иному.

Станция 10 расположена в 30—35 м от мыса Мюхкюр-Ниemi. Общая мощность современных отложений около 20 см и почти целиком захвачена рудообразованием. В самой верхней части разреза станции 10 находятся в основном наиболее крупные рудины, представленные главным образом пилломелан-вадом (фиг. 2, л, м) до 3—4 см в диаметре. Песчаных зерен и гравия, как правило, мало. Располагаются они между рудинами, часто покрываясь тонкой, неравномерной по толщине окисной марганцевой пленкой (корочкой). Вниз по разрезу станции 10 размер и минералогический состав рудин существенно уменьшается по такому же плану, как и в разрезе станции 11.

Рентгеновский анализ фракции <0,001 мм осадков непрогретой и прогретой до 490°С вмещающей руды указывает на присутствие, главным образом, гидрослюда при явно подчиненном значении каолинита.

Кривые нагревания рудин станции 10 весьма напоминают кривые нагревания рудин станции 11 (см. фиг. 3). Они также осложнены рядом эндо- и экзотермических эффектов, отвечающих удалению несвязанной воды, переводу низковалентных соединений Mn и Fe в более высоковалентные и т. п.

Наиболее высокое содержание Mn устанавливается в верхней части разреза. Книзу количество марганца снижается, но, как и в рудах на ранее рассмотренных нами станциях, содержания Fe и P к нижней части разреза возрастают. Марганцевый модуль снижается от более крупных к более мелким рудинам. Ba ведет себя, как и по разрезу станции 11 (см. табл. 1).

В рудинах станции 10, сходных по размерам и положению в разрезах, содержания Mn и Ba выше, чем в рудинах станций 11, 12 и 6'. То же можно сказать и о марганцевом модуле. Содержания Fe и P по станции 10 наиболее низкие по сравнению с другими станциями. Отметим, что в наиболее крупных конкрециях станций 1, 1а, расположенных несколько южнее и ближе к берегу, чем станции 11, 10, величины марганцевого модуля еще выше, а содержания Fe значительно ниже (Страхов и др., 1968; Штеренберг и др., 1969).

Данные, приведенные выше, несомненно свидетельствуют об изменениях, протекающих под влиянием диффузионных процессов в составе и строении железо-марганцевых руд от профундали к литорали и от нижних к верхним частям разрезов. Для того чтобы оценить интенсивность этих преобразований и выяснить степень подвижности элементов в диагенезе при образовании руд (конкреций), мы сравнили содержания Ba, Mn, Fe, P в рудах станций 10, 11, 12 с их содержанием в конкрециях станции 6' (табл. 2).

Таким образом, мы получили ряд подвижности элементов при образовании железо-марганцевых рудин: $Ba > Mn > Fe > P$.

Этот ряд показывает, с какой интенсивностью идет миграция Ba, Mn, Fe и P в диагенезе из зоны восстановительных илов, где происходит основная мобилизация рассматриваемых элементов, к зоне прибрежных песков окислительной зоны озера, где формируются железо-марганцевые руды. Он хорошо согласуется с данными о характере и интенсивности диагенетической миграции элементов, полученными Н. М. Страховым

(1965). Накопление Mn и Fe в литорали и профундали, по Н. М. Страхову, характеризуется совершенно различным марганцевым модулем.

В профундали Mn:Fe равно 0,053—0,060 и Mn здесь резко уступает Fe. В прибрежной зоне, т. е. в литорали, это отношение в среднем 1,13, т. е. Mn преобладает над Fe. В нашем случае средняя величина марганцевого модуля по левой ветви профиля от профундали к литорали возрастает от 0,19 до 3,08.

Таблица 2

Распределение элементов в рудах по левой ветви профиля I—I' (в относительных величинах к содержанию в конкрециях станции 6')

Элементы	Станции			
	10	11	12	6'
Ba	117	110	11	1
Mn	7,5	6,8	1,4	1
Fe	0,48	0,62	1,02	1
P	0,01	0,07	0,13	1

Все это означает, что в направлении от профундального зачаточного рудонакопления к прибрежному, развитому, имеется резко выраженный сдвиг Mn и Ba относительно Fe и P.

Таким образом, весь имеющийся в нашем распоряжении материал подтверждает реальность идеи Н. М.

Страхова о диагенетическом образовании железо-марганцевых конкреций, расположенных в зоне большого рудного поля.

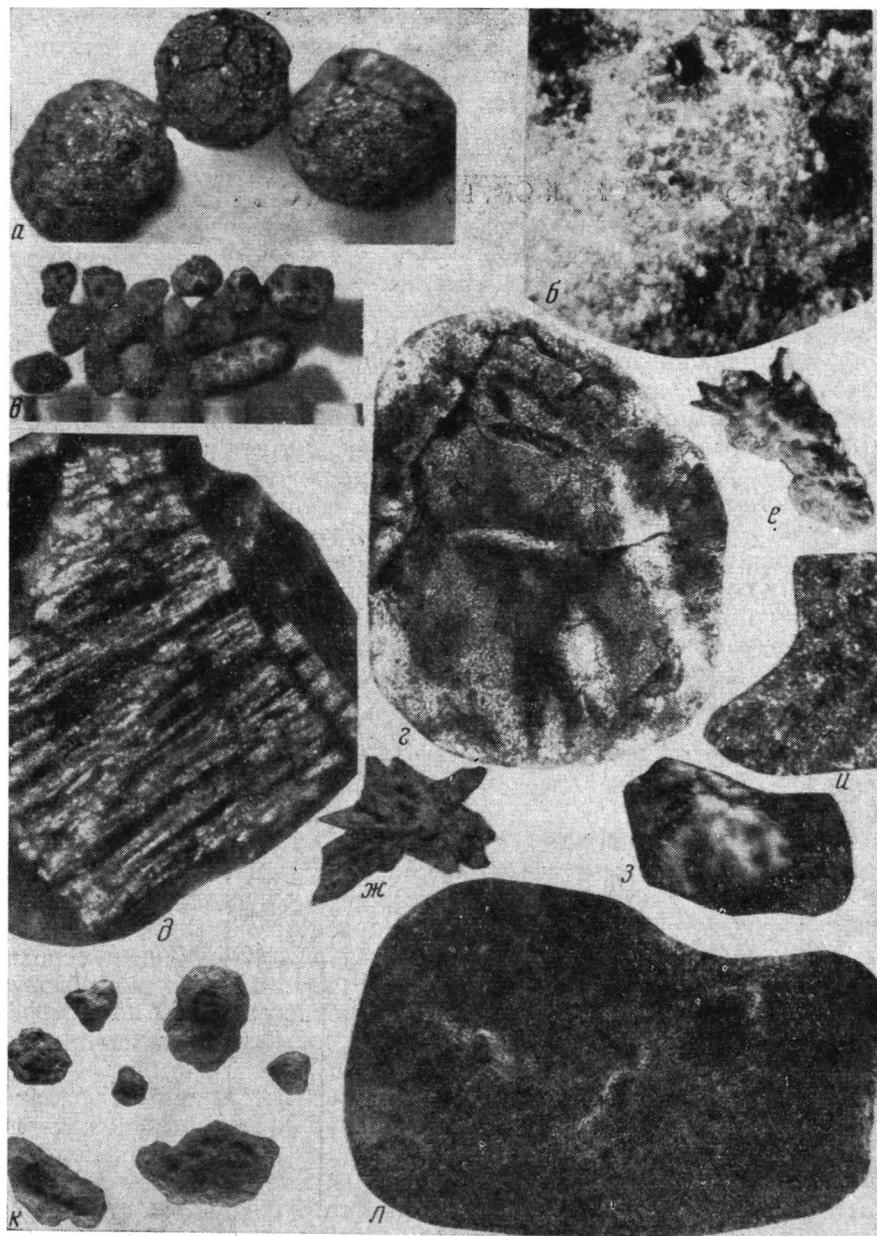
Учитывая значимость процесса диагенеза в становлении подобного типа руд, мы назвали его «существенно диагенетическим», не отрицая совсем роли седиментационных процессов, контролирующих в общем плане поступление элементов в озеро.

Существенно седиментационные руды. Исследованиями К. В. Веригиной (1950) было показано, что содержание Fe в почвенных растворах и почвенно-грунтовых водах обычно невысокое, не более 3—8 мг/л. Весьма высокие концентрации, до 200 мг/л, устанавливаются в кислых водах ключевых болот, расположенных главным образом в южной части водосборной площади озера (см. фиг. 1) в пределах северного склона озерной котловины, особенно в юго-восточной части. Здесь, на высоте около 20 м над дном озера установлена наклонная терраса почти сплошь занятая ключевыми болотами, накопившими торф относительно большой мощности (до 1—1,5 м).

К краю террасы торф выклинивается. Подстиляется он оголенными серыми мелкозернистыми песками, лежащими на плотной валунной морене. Зола торфа содержит до 80% окислов Fe, много Al, Ca, Mg. В больших количествах присутствуют сульфаты — гипс и сернокислый алюминий.

Воды, попадая в торфяник и проходя через него, существенно подкисляются (до pH=2,60—2,80), и это способствует мобилизации и выносу Mn, Fe, P и других элементов за его пределы. В одних случаях это приводит к появлению по периферии торфяника кислых солончаков, в которых устанавливаются большие количества Fe (Fe₂O₃ до 88,9%) и P (до 5,60%), реализующихся в форме вивианита (Веригина, 1950). В других, согласно нашим данным, это ведет к образованию также за пределами торфяника скоплений небольших по размерам (до 1—2 см в диаметре) рудин, весьма напоминающих «дерновые руды». Руды эти залегают под растительным покровом, на глубине 0,10—0,15 мм; они обычно имеют неправильную форму (фиг. 4). Цвет их темно-бурый, поверхность относительно гладкая, на фарфоровой пластинке они оставляют бурую черту. Содержание (%) Fe (общее, пересчитанное на Fe₂O₃) — 64,72; Fe₂O₃ — 58,39; FeO — 5,70; MnO — 0,57; Al₂O₃ — 0,51; P₂O₅ — 5,10; CaO — 1,54; C_{орг} — 2,94; CO₂ — 0,30.

Основной минерал, слагающий эти руды — гидрогетит, находящийся на различных стадиях кристаллизации. В значительно меньших количествах нами обнаружены вивианит (β-керченит) и овал. Марганец



Фиг. 4. Макро- и микрофотографии существенно седиментационных руд (станция 3)

а — «крупные» руды (верхняя часть разреза), $\times 8$; *б* — то же, $\times 160$, николь один (светло-серое — гидроферрихлорит; черное и темно-серое — гидрогетит); *в* — пятистые руды $\times 8$; *г* — то же, $\times 260$, николь один (светло-серое — гидроферрихлорит, темно-серое и черное — гидрогетит); *д* — «мелкие» руды — деталь (виден каолинит, имп-

регированный и окаймленный гидроокислами железа), $\times 640$, николь один; *е*, *ж* — шестоватые кристаллы вивианита, $\times 10$; *з* — обломок железистой руды, по которому развивается порошковатый вивианит, $\times 10$; *и* — порошковатый вивианит, $\times 540$, николь +; *к* — дерновая руда, натур. вел.; *л* — то же, $\times 240$, николь один

самостоятельных минералов не образует. Кривая нагревания этих руд (см. фиг. 3) напоминает кривые подобного же типа образований, приведенные в работе Ф. В. Чухрова (1955). Главная же масса мобилизованных элементов (Fe, Mn, P и др.) выносятся за пределы ключевых болот и торфяников с помощью поверхностных водотоков, а также путем инфильтрации вод через пески и прибрежную зону оз. Пуннус-Ярви, где

и участвует в образовании озерных руд по схеме, уже давно ставшей классической, неоднократно описанной многими исследователями. Что такое перемещение элементов от торфяника к озеру имеется в действительности, хорошо показано Н. И. Семеновичем (1958) на примере ручья 3, дренирующего торфяник (см. фиг. 1), воды которого, в отличие от вод рек Суантака-Йоки, Пуннус-Йоки и оз. Пуннус-Ярви, содержат значительно больше SO_4^{2-} и Cl^- , но меньше HCO_3^- .

Изучение особенностей состава и строения конкреций, образующихся за пределами рудных полей, в прибереговой полосе, под влиянием кислых вод, дренирующих торфяники и болота, выполнены нами на материале, поднятом со станции 3, находящейся в 20—25 м от берега в районе владения ручьев 3, 4 и 5 в оз. Пуннус-Ярви. По данным Н. И. Семеновича, проводившего на этом участке бурение буром Гиллера и отбор стратометрических проб (раз. № 1), в верхней части колонки устанавливается крупная грабовидная руда слоем примерно 3,5 см. Подстилается она грубозернистыми песками, сменяющимися книзу значительно более мелкозернистыми разностями. Примерно такое же строение разреза было обнаружено и нами по станции 3, если не считать, что среди вмещающих руды песков мы с помощью бинокулярной лупы установили мелкие порошковатые скопления тонкозернистого вивианита и шестоватые призматические кристаллы этого же минерала, образующие сростки различного размера и разной формы (фиг. 4, е, ж, з, и). Вивианит также развивается по поверхности обломочных зерен, растительных остатков и т. д., заполняет в них трещины и пустоты.

Макроскопические руды, поднятые со станции 3, резко отличаются от существенно диагенетических руд, описанных выше. Более крупные рудины, до 10 мм в диаметре, имеют темно-бурый цвет. Они плотные, сливные, со стеклянным блеском и частыми, отчетливо выраженными трещинами синерезиса, в ряде случаев выполненных вивианитом. Поверхность этих образований, имеющих почти правильно-округлую и овально-округлую формы, шероховатая и относительно ровная (фиг. 4, а). Под микроскопом видно, что в строении крупных конкреций принимают участие главным образом гидрогетит и гидроферрихлорит (фиг. 4, б). Между ними устанавливаются весьма сложные переходы. Обломочные зерна в центральных частях гидрогетитовых руд обычно не встречаются. Они большей частью неравномерно рассеяны по периферии стяжений, указывая тем самым на возможность захвата их при росте этих конкреций в песках на месте.

Кривая нагревания крупных руд, поднятых со станции 3, осложнена рядом эффектов. Они указывают на удаление связанной и несвязанной воды, разложение органического вещества, на перевод двухвалентных форм железа в трехвалентные и т. п. (см. фиг. 3). Крупные рудины, по данным химических анализов (табл. 3), характеризуются повышенным содержанием трехвалентного Fe и P и ничтожно малыми количествами Mn, Ba и CO_2 по сравнению с существенно диагенетическими рудами.

Руды, располагающиеся в средней части разреза станции 3, названы нами «пятнистыми». Их наибольший диаметр до 3 мм. Внешне это относительно плотные образования, серовато-зеленого цвета, с большим количеством мелких, неправильной формы вкраплений темно-бурого цвета (фиг. 4, в).

Под микроскопом видно, что строение «пятнистых руд» очень сложное. Центральная часть их часто составлена гидрогетитом, среди которого обнаруживаются обломочные зерна, представленные кварцем, мелкими растительными остатками наземного происхождения и т. п. Ядро обычно покрыто весьма неравномерной по толщине гидроферрихлоритовой оболочкой. Небольшие образования гидрогетита встречаются и во внешней оболочке. По-видимому, они и придают такой пятнистый вид этим рудинкам (фиг. 4, г).

Кривые нагревания «крупных» и «пятнистых» рудин сходны, различаясь лишь в деталях. Более интенсивный экзотермический эффект у «пятнистых» руд может свидетельствовать о более высоких содержаниях в них двухвалентного железа и органического вещества. Действительно, согласно химическим анализам, пятнистые руды содержат больше двухвалентного Fe, органического вещества, Al_2O_3 и $MnO_{вал}$. В отличие от этого, содержания Fe_2O_3 , P_2O_5 и CO_2 в них ниже, чем в более крупных образованиях (см. табл. 3).

Таблица 3

Химический состав существенно седиментационных руд

Типы руд	Компоненты										
	Fe _{общ} в форме Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn _{вал}	Al ₂ O ₃	CaO	P	C _{орг}	CO ₂	Va	Mn Fe
Крупные (до 10 мм)	52,43	46,96	4,90	0,65	0,43	Не опр.	0,98	1,44	0,44	0,1	0,011
Пятнистые (до 2—3 мм)	51,06	43,63	6,68	0,93	0,71	1,66	0,69	2,05	0,20	0,03	0,018
Мелкие (<1,0, но >0,2 мм)	38,83	30,80	7,23	1,47	3,66	2,20	0,58	2,75	Нет	0,1	0,037
Средние содержания	47,4	40,4	6,27	1,02	1,60	1,94	0,75	2,08	0,22	0,08	0,02
Дерновые руды	64,72	58,39	5,70	0,57	0,51	1,54	2,68	2,64	0,30	0,1	0,008

Своеобразны по своему строению и составу «мелкие» руды из нижней части разреза станции 3. Диаметр их в основном больше 0,2 мм, но меньше 1 мм. Они имеют обычно неправильную форму. В центральных частях этих образований, помимо мельчайших зерен кварца и растительных остатков, довольно часто обнаруживается серовато-белый минерал, чрезвычайно похожий на каолинит. У него, как и у каолинита, низкое двупреломление и весьма своеобразное чешуйчатое (червякообразное) строение (фиг. 4, д). Зерна и агрегаты минералов и растительные остатки наземного происхождения обычно проникнуты и как бы одеты сверху рубашкой из соединений железа, представленных гидрогетитом и гидроферрихлоритом.

Кривая нагревания «мелких руд» осложнена такими же эффектами, как и другие более крупные железистые разности, отобранные нами на станции 3. Однако химический состав их несколько различен: по сравнению с более крупными, мелкие руды содержат меньше Fe_{общ} (выраженное в форме Fe₂O₃) и P₂O₅, отсутствует CO₂, содержания FeO, MnO_{вал}, CaO, Al₂O₃ и C_{орг} в них более высокие (см. табл. 3). По-видимому, небольшое повышение содержания Al₂O₃ и C_{орг} в мелких рудах связано в какой-то степени с присутствием в их центральных частях чешуйчатых минералов, напоминающих каолинит, и мелких растительных остатков наземного происхождения, которые еще в торфянике были обогащены алюминием. Вероятно, поэтому фракция 0,0001 мм, отмытая из песков станции 3, содержит большое количество каолинита — значительно больше, чем глинистая фракция станции 10 (см. фиг. 1), где на первое место выходит гидрослюда, а каолинит занимает подчиненное положение.

Как видим, рассмотренные нами руды тесно связаны с ключевыми болотами и торфяниками, расположенными на берегах озера, откуда они

черпают для своего построения Fe, P и другие элементы. При этом главной формой миграции элементов были, вероятнее всего, растворы, а также органо-минеральные компоненты, с помощью которых осуществлялся и их транзит грунтово-почвенными и поверхностными водотоками.

Менее устойчивые элементы (Fe, P и др.) при изменении условий среды (от весьма кислых вод торфяников до почти нейтральных вод оз. Пуннус-Ярви) сразу коагулировали, принимая непосредственное участие в формировании железистых руд. Вместе с железом в прибрежной зоне частично садились Mn, Ca, Ba и ряд других элементов. Основная же часть их здесь не задерживалась, а выносилась далеко за пределы прибереговой полосы.

Наличие ряда аутигенных минералов (гидроферрихлорит, вивианит и др.), весьма определенный характер их выделения, появление, хотя и в слабо выраженной форме, концентрической зональности и т. д. свидетельствуют об участии диагенетических процессов и в формировании подобного типа озерных руд. Однако диагенетические процессы при этом явно отходят на второй план, уступая главную роль процессам седиментации. Поэтому руды эти и названы нами «существенно седиментационными».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах одного и того же оз. Пуннус-Ярви рудообразование контролируется разными процессами, приводящими к появлению в литоральной зоне пространственно разделенных, резко отличных по условию своего происхождения генетических типов (табл. 4).

Вместе с тем имеющиеся у нас данные свидетельствуют и о наличии среди современных отложений оз. Пуннус-Ярви руд, отличающихся по вещественному составу и строению как от существенно диагенетических, так и от существенно седиментационных. Эти руды, названные нами седиментационно-диагенетическими, смешанного происхождения и образуются под влиянием наложения рассмотренных выше процессов².

Роль этих процессов при образовании руд явно не одинакова. В условиях оз. Пуннус-Ярви и, вероятно, других озер, входящих в III группу, (в СССР Выгозеро, Янис-Ярви и др., а за границей многие озера Финляндии) основными являются процессы диагенеза, приводящие к появлению в литорали руд сравнительно большой мощности, богатых Mn и Ba, характеризующихся высоким марганцевым модулем. Руды смешанного происхождения (седиментационно-диагенетические) и существенно седиментационные в условиях оз. Пуннус-Ярви и, вероятнее всего, и других близких к нему озер, имеют слабое развитие.

Более сложно обстоит дело в озерах с относительно малыми содержаниями в осадках органического вещества. Уже сейчас, благодаря проведенным сравнительно недавно лимнологическим исследованиям (Семенович, 1958; Богданов, Изотова, 1958; Федорова, 1964; Landergren, 1948; Ljunggren, 1953, 1955^{1, 2}; Vaasjoki, 1956; Gorham, Swaine, 1965 и др.) и нашим работам по изучению особенностей рудообразования в озерах Карелии и Кольского полуострова, можно предполагать, что состав и строение руд озер, ил которых обеднен органическим веществом, будет существенно иным. С одной стороны, при ослаблении диагенетических процессов руды эти, перемещаясь в профундаль, должны, вероятнее всего, все более и более обогащаться Fe при явном уменьшении содержаний в них Mn и Ba и уменьшении марганцевого модуля;

² Седиментационно-диагенетические железо-марганцевые образования нами обнаружены в районе малого рудного поля (станции 6', правая ветвь профиля I—X'), а также за его пределами (станция 3а и др.), там, где вблизи прибереговых зон развиваются небольшие по значению и области своего распространения ключеные болота (см. фиг. 1).

**Основные текстурно-структурные и вещественные различия генетических типов руд
(литоральная зона)**

Основные признаки	Существенно диагенетические	Существенно седиментационные	
Размер рудин	До 4 см в диаметре	До 1 см в диаметре	
Форма и поверхность	Округло-овальные и округлые, рыхлые. Поверхность сильно шероховатая, бугристая	Округло-овальные и округлые, плотные. Поверхность относительно ровная	
Цвет и блеск	Черные с матовым, землистым блеском	Темно-бурые, со стекляннным блеском, с трещинами синерезиса	
Строение и отдельность	Зонально-скорлуповатая отдельность. Сложное строение	Однородные, массивного строения	
Основные рудообразующие минералы	Псиломелан-вад и гидрогетит	Гидрогетит и гидроферрихлорит	
Минералы второстепенные	Карбонаты марганца	Вивианит (β-керченит)	
Содержания элементов	Mn	Очень высокое	Низкое
	Fe	Относительно низкое	Очень высокое
	P	Очень низкое	Высокое
	Ba	Очень высокое	Низкое

с другой — более широкое развитие заболачивания прибреговых зон озер должно приводить к более широкому развитию существенно седиментационных и седиментационно-диагенетических (смешанного происхождения) руд.

Все это дает нам основание считать, что рудообразование в озерах северной лесной зоны гумидного климата контролируется не одним, а двумя генетически различными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов В. В., Изотова И. Т. Водозергетические ресурсы Кольского полуострова. Вып. I, М.—Л., Изд. АН СССР, 1958.
- Веригина К. В. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании.—В сб. Выветривание и почвообразование. Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1950, т. 34.
- Иванова В. П. Хлориты.—Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 120, петрогр. серия, № 35, М., 1949.
- Литвиненко А. У. и др. Керченский железорудный бассейн. М., «Недра», 1967.
- Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., «Наука», 1966.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Роде Е. Я. Физико-химическое изучение Уральских железных руд.— В кн. Железные рудные месторождения Алапаевского типа, т. 2., М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Семенович Н. И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Страхов М. Н. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Страхов Н. М., Штеренберг Л. Е., Калининко В. В., Тихомирова Е. С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 185, М., «Наука», 1968.
- Федорова Е. И. Характеристика железорудных озер Кольского полуострова.— В сб. Накопление вещества в озерах. М., «Наука», 1964.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 20, 1959.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. Новые данные о керченитах. В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд. АН СССР, 1956.
- Штеренберг Л. Е., Базилевская Е. С., Чигирева Т. А. Карбонаты марганца и железа в донных отложениях озера Пуннус-Ярви.— Докл. АН СССР, т. 170, № 3, 1966.
- Штеренберг Л. Е., Степанова К. А., Стравинская Е. А., Уранова О. В. Микроконкреция из профундали озера Пуннус-Ярви.— Литол. и полезн. ископ., № 6, 1968.
- Штеренберг Л. Е., Дмитрик А. Л., Нестеренко И. П. О роли микроорганизмов в образовании железо-марганцевых конкреций (на примере озера Пуннус-Ярви).— Изв. АН СССР. Серия геол., № 1, 1969.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кирченко О. Н. Минералогия железнорудной формации Керченского бассейна. Симферополь. Крымиздат, 1960.
- Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете. М., Госгеолиздат, 1949.
- Gorham E. a. Swaine D. The Influence of oxidizing and reducing conditions upon the distribution of some elements in lake sediments. *Limnology and Oceanology*, 1965, v. 10, № 2.
- Landegren S. On the geochemistry of Swedish iron ores associated rosk. *Sve-riges Geol. Undersokn Arsbokser. C. Avhandl ochupsat*, 1948, v. 42, № 5.
- Ljunggren P. Some data concerning the formation of manganiferous and ferriferous bog ores. *Geol. fören. Stockholm forhandl.*, 1953, v. 75, № 2.
- Ljunggren P. Geochemistry and radioactivity of some Mn and Fe bog ores. *Geol. fören Stockholm forhandl.*, 1955, v. 77, № 1.
- Ljunggren P. Differential thermal analysis and X ray examination of the Fe and Mn bog ores. *Geol. fören. Stocholm forhandl.*, 1956, v. 77, № 481.
- Vaasjoki O. On the natural occurrence of the manganese of Finland In: *International Geological Congress. 20 th Session. Simposium sobre yacimientos de manganese*, t. 5, 1966, Mexico.

Геологический институт
АН СССР,
Москва

Дата поступления
1.IV.1969

Лаборатория озероведения
Ленинградского государственного университета
Ленинград
Лаборатория осадочных полезных ископаемых
Министерства геологии СССР
Москва

УДК 552.54(470.5)

КАЛЬЦИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ В КРЕМНИСТОЙ ТОЛЩЕ СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР

И. В. ХВОРОВА

В мощной толще темных бескарбонатных кремнистых пород франского яруса обнаружены линзовидные кальцитовые конкреции. Одни из них состоят из кальцитовых сферондов, другие из ромбоэдров кальцита. В кальците часто заключены многочисленные прекрасной сохранности раковины радиолярий. Конкреции обогащены марганцем, в то время как вмещающие кремнистые породы стерильны в этом отношении. Марганец не образует самостоятельных минералов, а входит в виде изоморфной примеси в кальцит. Образование конкреций происходило в диагенезе, до того как опаловый осадок перешел в кварцевую массу. Крупнокристаллическая структура кальцита объясняется слабым пересыщением карбонатом кальция иловых вод. Это же привело к тому, что кальцит не заполнил всего объема конкреций, в которых сохранилось большое количество кремнистого вещества.

В карбонатных толщах кремнистые конкреции распространены очень широко и им посвящено много работ, но в кремнистых породах, особенно палеозойских, карбонатные конкреции встречаются редко и изучены слабо. Поэтому представлялось интересным дать описание своеобразных конкреционного характера кальцитовых линз, встречающихся среди геосинклинальных кремнистых отложений в Северных Мугоджарах.

Линзы были обнаружены в Кос-Истекском районе Актюбинской области по речкам Егенды, Атпайка, Курсай. Они приурочены к егендинской свите франского яруса, представляющей собой мощную толщу (250—300 м) почти сплошных темных фтанитоподобных кремней (силицитов) с небольшими прослоями кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, количество которых вверху свиты увеличивается. Для толщи характерна неравномерная напластованность: пласты имеют толщину 2—75 см, но есть и тонколистоватые (<1 см) пачки. На плоскостях напластования встречаются мелкие и крупные растительные остатки, местами обильные.

В основании свиты развит базальный горизонт, состоящий главным образом из обломков фтанитов, сцементированных кремнеземом.

Залегают егендинские отложения на породах разного возраста, чаще перемятых фтанитах силура; местами под обломочным горизонтом развиты базальты, участками сильно измененные (разрушенные и обеленные), прорванные дайками кератофинов. Возраст базальтов, видимо, позднеживетский. Покрывается егендинская свита аргиллитово-граувакковой толщей фаменского яруса (зилаирская свита).

Вмещающие породы. Кремнистые породы довольно однообразны по структуре. Среди них можно выделить две крайние разновидности, между которыми существуют переходы. Первая разновидность состоит из радиоляриевых остатков (радиолярит), представляющих собой кварцевые и халцедоновые «шарики» — слепки с раковин, структура которых не сохранилась. Пространство между «шариками» выполнено криптокристаллическим кремнеземом, слегка окрашенным органическим веществом; в небольшом количестве присутствует мелкий перекристаллизо-

Таблица 1

Химический состав егендинских кремнистых пород и кальцитовых линз, %

№ п.п.	№ образцов	Компоненты													Сумма	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	C		P ₂ O ₅
1	2775	93,39	2,19	0,08	1,06	—	—	0,02	—	—	—	—	—	0,19	0,32	99,73
2	2793a	91,91	2,73	0,16	1,40	—	—	Следы	—	—	—	—	—	0,40	0,16	99,53
3	2793	94,29	3,31	0,20	0,78	—	—	Следы	—	—	—	—	—	0,48	0,18	99,65
4	2646	90,58	3,42	0,24	0,41	—	—	Нет	—	—	—	—	—	0,78	0,14	99,90
5	2647	90,44	3,68	0,20	0,79	—	—	Следы	—	—	—	—	—	0,93	0,14	99,88
6	18/68	92,20	2,05	0,21	1,01	0,66	0,39	0,01	0,13	0,75	1,86	Нет	0,10	0,01	0,01	100,17
7	55/68	92,90	1,95	0,21	2,04	0,54	0,20	0,01	0,16	0,42	0,82	Нет	Нет	0,01	0,01	99,53
8	446/68	91,34	2,48	0,21	1,35	0,77	0,21	0,01	0,17	0,45	1,57	Нет	0,68	0,01	0,01	99,90
9	43/68	36,14	0,87	0,08	0,94	31,87	1,01	0,85	0,25	0,18	0,93	25,90	0,62	0,01	0,01	99,90
10	44/68	21,90	0,22	Нет	0,85	39,94	1,29	1,14	0,24	0,12	0,53	32,96	0,54	Нет	Нет	99,88
11	45/68	26,63	0,49	0,08	1,36	38,14	Нет	1,42	0,25	0,10	0,46	30,82	0,07	0,16	0,01	100,17

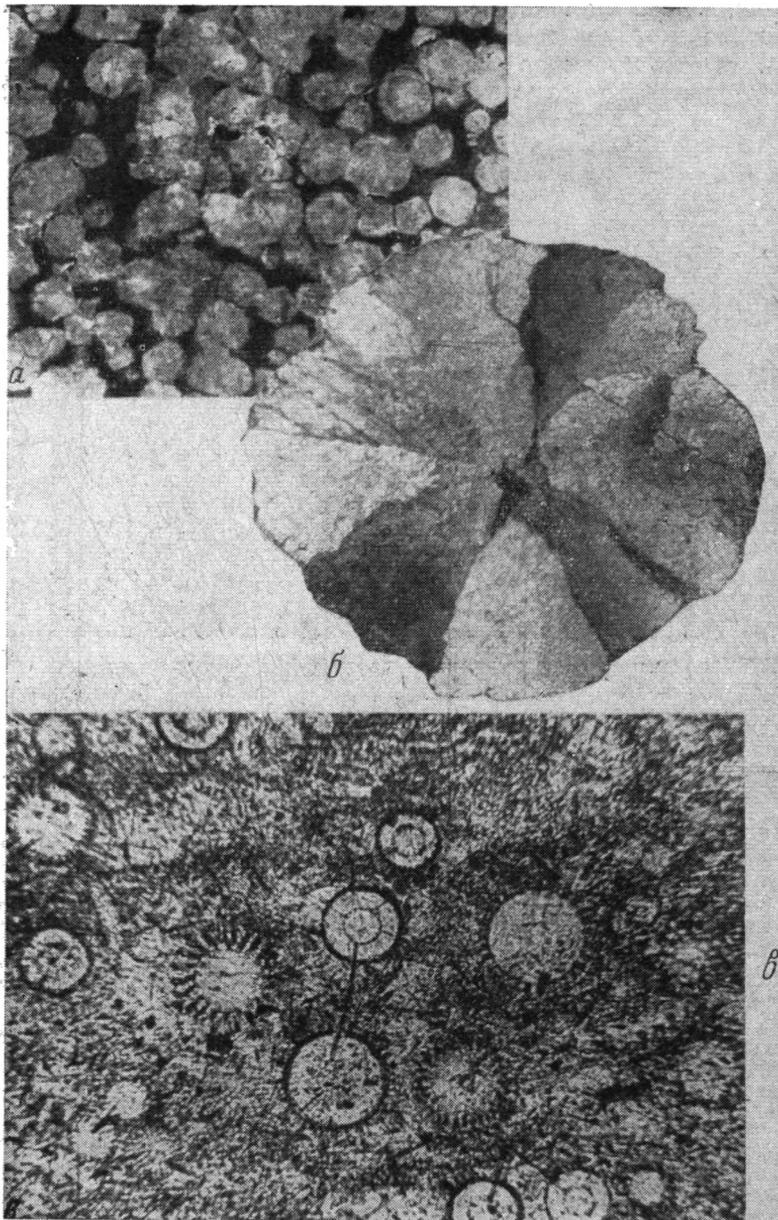
№ 1—7—образцы из различных разрезов егендинской свиты; № 8—образец кремнистой породы, вмещающей кальцитовые линзы; № 9—11—образцы кальцитовых линз; № 9, 10—первая разновидность, № 11—вторая разновидность. Прочерк указывает, что окисел не определяется.
Анализы произведены в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР (аналитики — И. В. Шумихина, Г. И. Карасева, Е. В. Черкасова).

ванный радиоляриевый детрит. В породе рассеяны чешуйки слюды, зерна пирита и растительный шлам. Количество всей этой примеси незначительно: радиолярит — наиболее высококремнистая разновидность егендинских силицитов. Вторая разновидность образована крипнокристаллическим кремнеземом, в массе которого иногда различается сгустковая структура. Радиоляриевые раковины (слепки) присутствуют в виде редко рассеянных экземпляров; в некоторых образцах довольно много мелкого раковинного детрита. Глинистой примеси, пирита и органического вещества здесь несколько больше, чем в радиоляритах.

Соотношение рассмотренных пород следующее. Радиоляриты слагают мощные и средней толщины пласты; в них обычно отсутствует или нечетко выражена внутренняя слоистость. Иногда эти пласты имеют конкреционное строение. Крипнокристаллические породы обычно микрослоисты и образуют тонкоплитчатые пакеты. Резкого разделения обеих пород, однако, нет: радиоляриты содержат прослойки и линзы крипнокристаллического кремнезема, а в плитчатых пакетах крипнокристаллические силициты переслоены радиоляритами. Правильное чередование обоих материалов нередко нарушается, и контуры их становятся весьма прихотливыми. Это связано с жизнедеятельностью илоедов; небольшими размывами, внедрением одного осадка в другой, как это часто наблюдается на границе пород разной структуры, и даже расстрескиванием слоев (брекчий).

О химическом составе силицитов дает представление табл. 1 (№ 1—8). Мы видим, что это высококремнистые бескарбонатные породы с небольшой алюмосиликатной примесью. Характерно ничтожное содержание марганца. Количество углерода изменчиво.

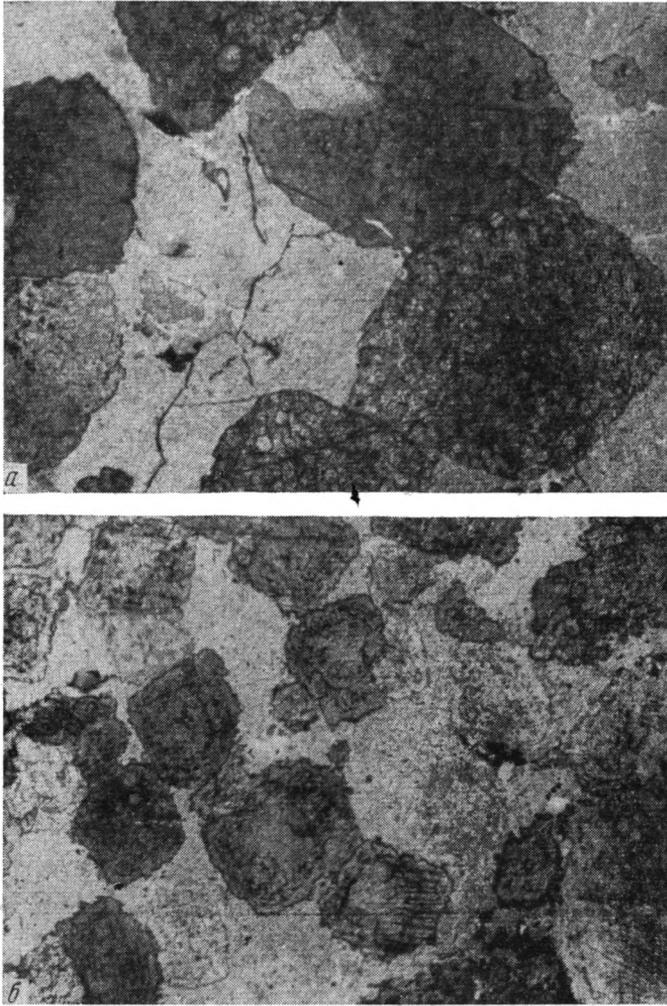
Карбонатные линзы. В нескольких разрезах среди крем-



Фиг. 1. Детали строения кальцитовых конкреций первой разновидности
 а — шлифовка, $\times 2$; б — кальцитовый сферолд, шлиф, $\times 25$, николи +; в — радиальные раковины в кальците, $\times 200$, николи один

нистых пород встречаются четко обособленные светло-серые, с грязноватым оттенком, карбонатные линзы. Наиболее крупная из встреченных линз имеет толщину 0,5 и длину 3,5 м, но чаще они мельче (0,25 \times 0,75 и 0,10 \times 0,30 м). Форма самых крупных линз не ясна (глыбовые выходы), средней величины линзы имеют вид караваев, а мелкие — односторонне выпуклых дисков. Поверхность всех этих образований окрашена в черный цвет гидроокислами марганца, проникающими по трещинам и внутрь линз. При выветривании на многих из них возникает пористая кремнистая корочка, причем часть пор заполнена черными выделениями псиломелана.

Порода, слагающая линзы, состоит из светлых карбонатных зерен, пространство между которыми заполнено темно-серым кремнистым веществом. Выделяются две разновидности пород, отличающиеся структурой: «крупно-» и «мелкозернистая».



Фиг. 2. Структура кальцитовых конкреций первой (а) и второй (б) разновидности

Шлифы, $\times 20$, николь один

В первой карбонатные образования имеют величину 4—5 мм (фиг. 1, а, б), состоят из неправильных, часто удлинённых кристаллов кальцита размером 0,5—1,2 мм; многие кристаллы с волнистым погасанием и радиальным расположением образуют сферониды. Кристаллы переполнены раковинками радиоларий (фиг. 1, в), тончайшая структура которых сохранилась великолепно; кроме цельных раковин много игл, часто поломанных, и тонких спикул губок. Бросается в глаза существенно иная фоссилизация органических остатков, чем во вмещающих силицитах, где раковины растворены и сохранились лишь слепки с них. Кальцитовые сферониды образуют цепочки и агрегаты (фиг. 2, а), пространство между которыми представляет собой криптокристаллическую кремнистую массу с рассеянными чешуйками слюды и растительным шламом; изредка:

попадают остатки радиолярий — единичные или в виде небольших скоплений. В породе много прожилок и включений относительно крупнокристаллического кварца (0,35 и 2 мм). Форма и расположение кристаллов свидетельствуют об образовании их в трещинах и пустотах (крустификация). Чаще кварцевые прожилки приурочены к кремнистым участкам, но иногда рассекают и кальцитовые сфероиды.

Порода второй разновидности состоит из зонарных ромбоэдров кальцита (1—1,2 мм) (фиг. 2, б), в которых часто наблюдается секториальное и радиально-волнистое погасание. Поверхность кристаллов обычно неровная, корродированная, и они иногда вдавлены один в другой. Изредка внутри ромбоэдров присутствуют раковинки радиолярий. Пространство между кальцитовыми кристаллами выполнено криптокристаллической кремнистой массой, в которой на отдельных участках заметна сгустковая структура. В небольшом количестве рассеяны мельчайшие кристаллики кальцита и остатки полурастворенных ромбоэдров. Местами наблюдаются поры (до 2,5 мм), стенки которых покрыты микрокристаллическим кальцитом и сгустками органического и рудного вещества. Последние концентрируются и на поверхности ромбоэдров.

О химическом составе линз дают представление анализы № 9—11 (табл. 1). Содержание CaCO_3 здесь 57—71%; избыток CO_2 после пересчета на CaCO_3 незначителен (0,8—1,53%). Характерно повышенное содержание марганца (MnO —0,85—1,42%) по сравнению с вмещающими силицитами (MnO —0—0,02%). Набор редких элементов в линзах (по данным полуколичественного спектрального анализа) беднее, чем во вмещающих силицитах, и лишь содержание стронция повышено (табл. 2)¹.

Таблица 2

Элементы, обнаруженные спектральным (полуколичественным) анализом

№ образцов	Порода	Cr	V	Cu	Zn	Co	Zr	Sr
44	Крупнозернистый известняк (первая разновидность)	—	—	0,001	—	—	0,02	0,1
45	Мелкозернистый известняк (вторая разновидность)	—	—	Следы	—	—	0,02	0,1
43а	Пористый силицит	0,001	0,001	0,003—0,005	0,002	Следы	—	—
43	Силицит	0,001	Следы	0,003—0,005	—	»	—	—
44а	»	0,001	0,002	0,01	0,01	0,003	0,01	—

Залегают линзы согласно с общим напластованием отложений. Крупные линзы образованы породой первой разновидности и приурочены к относительно мощным пластам радиоляритов, а мелкие состоят из пород второй разновидности и залегают среди тонко-среднеплитчатых, преимущественно криптокристаллических силицитов. Таким образом, первичное строение вмещающего кремнистого осадка отразилось на структуре кальцитового вещества.

В зоне выветривания карбонатный материал часто растворяется, и в осыпях мы встречаем характерную «дырчатую» породу. Округлые пустоты наблюдаются также в кремнях на продолжении карбонатных линз.

¹ Интересно, что та же закономерность отмечается в девонских отложениях штата Невада, где среди слоистых кремней присутствуют конкреционные линзы известняка (Ketner, 1963). В последних содержание MnO —0,19—0,39%, а Sr —0,03%, тогда как во вмещающих кремнях эти значения соответственно равны: 0,007—0,003 и 0—0,003. Содержания Cr , Cu и Ni в кремнях на порядок выше, чем в известняке.

Отдельные пустотки выполнены гипсом и глиной; изредка в такой пористой породе встречаются кристаллы ярозита.

В пачках, содержащих линзы, кремнистые породы сходны с обычными егендинскими силицитами. Однако в них чаще встречаются осветленные разности — зеленоватых, желтых и фиолетовых оттенков, но, главное, на плоскостях пластовой отдельности и кливажа обычны дендриты, корочки и желваки окислов и гидроокислов марганца. Таким образом, гипергенные процессы здесь сказывались на облике пород сильнее, чем там, где линзы отсутствовали, и выразились главным образом в выносе марганца и изменении его минеральной формы.

О происхождении линз. Рассматриваемые образования с полным основанием можно отнести к категории конкреций, так как они представляют собой результат стяжения минерального вещества, отличного от слагающего ту породу, в которой они заключены. Форма линз, их ясное обособление от вмещающей среды, обусловленное разным составом и структурой, соответствуют сложившимся представлениям о конкрециях. Однако они представляют собой особый тип конкреций, так как в них присутствует значительное количество вещества вмещающей породы (кремнезема), «отжатого» в пространство между кальцитовыми кристаллами и их агрегатами.

Для установления времени (стадии) формирования линз-конкреций важным фактом является исключительно хорошая сохранность радиоляриевых раковин, заключенных в кальците, несравненно лучшая, чем во вмещающих кремнях. Конкреции, несомненно, возникли до того, как опаловый кремнистый осадок был раскристаллизован в кварцевую массу; этот процесс всегда сопровождается исчезновением раковин и появлением кварцевых и халцедоновых слепков с них. Принимая во внимание особенности изменения молодых кремнистых осадков, например диатомитов монтерейской формации (Bramlette, 1946), можно считать, что раскристаллизация кремнезема относится к раннему катагенезу; следовательно, образование кальцитовых кристаллов имело место в диагенезе или в раннем катагенезе. Некоторые геохимические данные свидетельствуют о их диагенетическом происхождении.

Мы видели, что конкреции обогащены марганцем по сравнению с вмещающими кремнистыми породами. Факт этот заслуживает внимания с точки зрения решения вопроса о времени формирования кальцитовых конкреций. Известно, что геосинклинальные фтаниты и фтанитоподобные породы, в отличие от яшм, почти стерильны в отношении марганца, содержание которого часто аналитически не улавливается. Возникает вопрос, с чем это связано: первичным полным отсутствием марганца в кремнистых (фтанитовых) осадках или с условиями диагенеза?

Рассматривая процессы аутигенного минералообразования в осадочных рудах, Н. М. Страхов (1964) выявил ряд закономерностей, касающихся формирования марганцевых минеральных парагенезов. Он показал, во-первых, что марганцевые руды представлены почти целиком диагенетическими минералами, и, во-вторых, что последние по набору относительно бедны: в них отсутствуют силикаты и сульфиды. Силикаты марганца не возникают вследствие того, что в иловой воде значительно больше карбонатов, чем кремнезема, а сульфиды марганца — вследствие много большей растворимости по сравнению с сульфидами железа при малом «запасе» серы в иловой воде. Очевидно, эти закономерности применимы не только к рудам, но и к осадкам.

Егендинские кремнистые породы обогащены органическим веществом, и железо в них находится в виде пирита; сульфиды марганца здесь не возникали по отмеченной выше причине. Менее понятно отсутствие силикатов марганца. Очевидно, в данном случае это нельзя объяснить недостатком кремнезема, которого в иловой воде было много, а какой-то

иной причиной, возможно, свойствами самого кремнезема. Ясно одно, что в обычных условиях в кремнистых илах с повышенным содержанием органического вещества аутигенных марганцевых минералов не возникло — илы были стерильны в этом отношении. Однако если в осадке появлялись карбонатные минералы, небольшое количество марганца всегда фиксировалось. Это отмечается не только для франских пород, но и для других кремнистых толщ и, вероятно, может рассматриваться для силицитов, если не как общая закономерность, то как явление частое. При низких (кларковых) содержаниях марганца он не дает самостоятельных минералов (что доказывается термическим анализом), а входит в виде изоморфной примеси в кальцит.

Таким образом, некоторое обогащение марганцем кальцитовых конкреций по сравнению с вмещающими силицитами связано с процессами, протекавшими в илах, и еще раз доказывает, что формирование этих конкреций происходило в диагенезе. Вероятно, обогащение было большим, чем сейчас наблюдается, так как в результате выветривания марганец окислялся и частично выносился.

Несколько слов об источнике карбонатного материала. Егендинские кремнистые породы бескарбонатны, что, по моим представлениям (Хворова, 1968), связано с влиянием кислых поствулканических эксгаляций. Участками, однако, на короткий срок создавались условия, благоприятные для садки небольшого количества CaCO_3 . Мы видели, что в кремнистом веществе конкреций присутствуют рассеянные мельчайшие кристаллики кальцита, что можно рассматривать как доказательство местного происхождения (седиментационного или раннедиагенетического) карбонатного материала.

Обращает на себя внимание необычная структура конкреций. Как правило, карбонатные конкреции имеют микрозернистую структуру. Исключением является особый тип конкреционных образований — геннойш, состоящих из мозаики довольно крупных ромбоэдрических и неправильных, иногда волнисто угасающих кристаллов кальцита (Бродская, 1959). Рассматриваемые конкреции отличаются и от микрозернистых конкреций, и от геннойш, хотя некоторые черты последних им свойственны (размер и форма части кристаллов). Сравнительно крупнокристаллическая структура карбонатного компонента конкреций, вероятно, связана с малой величиной пересыщения карбонатом кальция иловых вод. Кинетика кристаллизации, как известно, определяется многими факторами, но главным является степень пересыщения раствора. «С увеличением пересыщения скорость образования зародышей резко возрастает, а размеры их уменьшаются» (Хамский, 1967, стр. 26). Предположение о слабой пересыщенности иловых вод карбонатами хорошо согласуется с общими данными о формировании егендинских осадков, для которых характерна бескарбонатность. По-видимому, в этих условиях в илах возникало небольшое количество центров кристаллизации, но кристаллические индивиды были крупными. Морфология карбонатных агрегатов указывает на то, что в окончательном их оформлении большую роль играла перекристаллизация. Сущность ее заключается в растворении части кристаллов и образовании новых. При этом имеется зависимость растворимости частиц от размеров: «...мельчайшие частицы растворяются потому, что по отношению к ним раствор оказывается ненасыщенным, а крупные кристаллы растут, так как растворение мелких частиц приводит к образованию временного пересыщения по отношению к крупным кристаллам» (Хамский, 1967, стр. 87).

Слабая пересыщенность иловых вод, по-видимому, сказалась и на общей структуре конкреционных линз: кальцит (конкрециеобразователь) не заполнил, как мы видели, всего объема конкреции, в которой сохранилось большое количество вмещающего кремнистого материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина.— В кн.: К познанию диагенеза. М., Изд. АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие.—Литол. и полезн. ископ., № 4, 1964.
- Хамский Е. В. Кристаллизация из растворов. М., «Наука», 1967.
- Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Тр. Геол. ин-та, вып. 195, М., «Наука», 1968
- Gramlette M. H. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. Geol. Surv. Prof. Paper 212, 1946.
- Ketner K. B. Banded barite deposits of the Shoshone range Nevada. Geol. Surv. Prof. Paper 475—B, 1963.

Геологический институт
АН СССР
Москва

Дата поступления
7.V.1969

УДК 552.313.8:552.14

**СТРУКТУРНЫЕ ФАЗЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
АНДЕЗИТО-ТРАХИТОВЫХ ТУФОВ
В ЗОНЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

М. А. РАТЕЕВ, Б. П. ГРАДУСОВ

Рассмотрены гидротермальные преобразования основного вулканического стекла глинизированных андезито-трахитовых туфов в зоне сульфидного оруденения бентонитовой залежи Асканского месторождения. С помощью дифрактограмм, Фурье-преобразований, инфракрасной спектрометрии, дериватографа и других методов установлена генерация по вулканическому стеклу аутигенной диоктаэдрической гидрослюда 1 М в первой фазе преобразования и упорядоченно смешаннослойных структур, близких к ректориту, на последующих стадиях с закономерным возрастанием в них роли набухающих пакетов. Последовательность установленного структурного ряда гидрослюда 1 М → смешаннослойные минералы, близкие к ректориту → монтмориллонит связана с эволюцией термальных растворов.

Верхняя температурная граница ($t \approx 200^\circ$) глинообразования принята авторами по А. А. Попову для системы серицит — галенит. Верхний предел низкотемпературной фазы ($t \approx 100^\circ$) совпадает с данными минералогической термометрии для гидротермального парагенеза кварц — аллевардит по данным Е. К. Лазаренко, Ю. М. Мельник и В. С. Мельникова. Максимальное содержание набухающих монтмориллонитовых слоев в смешаннослойных образованиях при переходе гидрослюда 1 М к монтмориллониту достигает 40%. Поэтому допускается возможность образования массы монтмориллонита, слагающего залежи бентонитов Асканского месторождения, непосредственно в результате гидротермального изменения более тонкого пепловопемзового материала.

При изучении вещественного состава вулканогенно-осадочных формаций одной из главных задач является выяснение путей и форм трансформации главного их компонента — витрокластического материала. Преобразование витрокластов несомненно зависят не только от типа и состава исходных вулканитов, но и от условий и факторов осадконакопления. Трансформация витрокластов нередко проходит через промежуточные переходные фазы, как было показано А. Л. Юревичем, А. Л. Соколовой (1965) и М. А. Ратеевым и др. (1968), вопреки распространенному мнению о переходе вулканических стекол непосредственно в монтмориллонит (Slaughter, Earley, 1965; Мачабели, 1965; Наседкин, 1967). Не касаясь здесь всей сложности вопроса трансформации витрокластов, мы хотим ограничиться рассмотрением последовательности гидротермальных преобразований андезито-трахитовых туфов в зоне сульфидного оруденения в пределах бентонитовой залежи Асканского месторождения.

При изучении андезито-трахитовых туфов разных степеней глинизации вблизи зоны сульфидного оруденения нами впервые были обнаружены переходные продукты преобразования этих пород, представленные смешаннослойными образованиями, близкими ректориту, с тенденцией к упорядоченному чередованию слюдистых и монтмориллонитовых слоев.

Этот пример преобразования вулканического стекла андезито-трахитовых туфов Асканы термальными водами первоначально в аутигенную гидрослюда, а затем в ректоритовые минералы с постепенным, но четким возрастанием монтмориллонитовых слоев при редкостной мономинеральности аутигенных продуктов, может считаться уникальным. Хотя находки этих минералов при гидротермальной минерализации уже отмечались в литературе (Ивкин и др., 1959; Немец, 1964; Градусов и др., 1967), но родоначальные минералы и последовательность трансформации пока остаются неизвестными.

Приуроченность упорядоченных смешаннослойных образований из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов к гидротермальным и псевдогидротермальным процессам была отмечена и в обобщении А. Г. Коссовской (1963, 1966). При этом для понимания структурных механизмов их преобразования важен вывод автора о том, что при процессе разложения мусковитов не характерно образование промежуточных подвижных трехэтажных фаз.

С другой стороны, детальными структурными исследованиями В. Д. Шутова, В. А. Дрица и Б. А. Сахарова (Shutov, Drits, Sakharov, 1969) была установлена последовательность формирования промежуточных фаз из смешаннослойных образований с упорядоченностью ректоритового типа в ряду: монтмориллонит → гидрослюда при эпигенетическом изменении кислой вулканической породы. Было показано также (Градусов, 1969), что упорядоченность того или иного типа при широком соотношении компонентов вообще представляет собой явление, в большой мере свойственное образованию смешаннослойных минералов из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов в различных условиях. Это оказывается возможным благодаря тому, что при содержании до 50% аналогичные прослойки и межслоевые промежутки в структуре смешаннослойных образований не встречаются рядом.

Методика исследований. Переходные фазы глинообразования исследовались во фракциях $< 0,001$ мм, выделенных из пород без применения химических реагентов. Рентгенометрические характеристики получены на рентгенодифрактометре УРС — 50 И — М. При этом использовано $\text{CuK}_{\alpha_1,2}$ — излучение, фильтрованное Ni. Прямые Фурье-преобразования для смешаннослойных образований построены по Ю. С. Дьяконову (1962, 1966). Интенсивности измерены как высоты пиков на рентген-дифрактограммах с ориентированных препаратов, насыщенных глицерином. Определения параметров элементарной ячейки гидрослюда (образец № 207) проведены Б. Б. Звягиным. Термографические данные получены на венгерском дериватографе В. А. Ерощевым-Шак (ГИН АН СССР). Таблица потерь веса составлена нами по материалам дериватограмм. ИК-спектры сняты Е. В. Власовой на приборе UR-10 (ИГЕМ АН СССР). Химические анализы глинистых фракций $< 0,001$ мм выполнены в аналитической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

Всем упомянутым выше исследователям авторы выражают свою признательность.

Геологическая обстановка проявления гидротермальной минерализации и преобразования витрокластов. Прежде чем перейти к структурному анализу глинистых минералов, напомним кратко геологическую ситуацию залегания трахитовых туфов верхнего эоцена и связанных с ними генетически бентонитовых глин Асканского месторождения Грузии. Последнее представляет собой крупную залежь щелочно-земельного и щелочного бентонитов (с максимальной мощностью до 200 м), приуроченную к пепловым и пемзовидным биотитовым туфам андезито-трахитового состава (Белянкин, Петров, 1950₁). Эта формация щелочных калиевых андезито-трахитовых пород, по Г. С. Дзоценидзе (1948₁, 1948₂,

1965), весьма характерна для верхнеэоценовой фазы магматизма Аджаро-Триолетии. В свое время Г. С. Дзоцендзе (1948), основываясь на данных Н. А. Канделаки, указывал, что «Асканское месторождение залегает не гнездообразно вдоль определенной трещины, как было принято ранее, а в виде определенного пласта слоистых трахитовых туфов верхнего эоцена». Позднее М. Л. Роква (1958), изучавший детально Асканское месторождение как по открытым горным выработкам, так и по данным бурения, считал, что «в окрестностях главного Цихисубанского карьера андезито-трахиты и их туфы слагают антиклинальную складку, осложненную в северо-восточной части тектоническим нарушением сбросового характера. Bentonитовая залежь, по данным того же автора, имеет удлиненную форму вытянутую с юго-запада на северо-восток, в южной части она залегает на трахитах, а в северной перекрывается туфобрекчиями и туфоконгломератами. Максимальная мощность залежи до 200 м. В восточном направлении мощность залежи постепенно уменьшается и из-под бентонитовых глин на древнюю поверхность выступают материнские туфы. В юго-западном направлении андезито-трахитовые туфы погружаются под покрывающую вулканогенную толщу».

По профилям Асканского рудоуправления (г. Махарадзе) наиболее качественный высокодисперсный щелочной Na-бентонит (аскангель) слагает нижнюю часть залежи, лежащей на подстилающих трахитах. Выше аскангеля залегает толща щелочно-земельного бентонита — асканглины. Все авторы, изучавшие Асканское месторождение, отмечали гидротермальную минерализацию вмещающих пород в виде хлоритизации (особенно развитой в породах вблизи висячего бока) и пиритизации, «серицитизации», цеолитизации и окварцевания (Мачабели, 1965), по-видимому более ясно выраженных вблизи лежащего бока.

Зональность глинообразования вблизи гидротермальной минерализации. К 1964 г. бентонитовая залежь Асканы и вмещающие ее породы были хорошо обнажены крупным Цихисубанским карьером Асканского рудоуправления. При этом в юго-восточной части карьера на поверхности горизонта 285—288 м можно было видеть крупные скопления сульфидов (сростки галенита, сфалерита, пирита и халькопирита) размерами от нескольких сантиметров до метра и более. Вокруг этих скоплений сульфидов можно было наблюдать в различной степени глинизированные андезито-трахитовые туфы. Для более ясного представления о характере изменений мы выделили четыре зоны возрастающей гидротермальной глинизации андезито-трахитовых туфов, границы которых весьма условны ввиду постепенных переходов одних измененных разностей в другие.

Четыре выделенные зоны наблюдались нами на поверхности горизонта 285—288 м. Все эти зоны пересекаются линией, проходящей от разведочного шурфа 34 к шурфу 32. Эта линия начинается вблизи трахитов лежащего бока (шурф 34), пересекает все зоны различной глинизации андезито-трахитовых туфов, крупные тела сульфидов, а в северо-восточном направлении (в районе шурфа 32 и скв. 52) сечет выходы кондиционного аскангеля.

Выделенные зоны имеют следующие петрографические особенности. Первая зона (обр. 175, 200, 203, 207, 209) представлена андезито-трахитами с фенокристаллами плагиоклаза, калишпатов, биотита и моноклинного пироксена, заключенными в основной витрокластической массе. Породы пронизаны сульфидами и имеют трахитовую структуру. Фенокристаллы плагиоклаза, моноклинного пироксена и типичного биотита в этой зоне преобразований остаются свежими. Новообразования развиваются в основном путем замещения массы вулканического стекла и пемзовидных его волокон, как будет показано ниже, диоктаэдрической гидрослюдой 1 М. Из других аутигенных минералов отмечаются цеолиты

и лейкоксен. Кроме того, наблюдаются зерна первичного кварца и вторичные его выделения.

Вторая зона (обр. 192, 206) представлена андезито-трахитами с вкрапленниками плагиоклазов, отчасти калишпатов, реже пироксенов биотита, и зернами кварца. Породы второй зоны более глинизированны, причем изменению подверглись не только масса вулканического стекла с образованием характерной ячейистой пепловой микроструктуры, но отчасти вкрапленники, особенно биотит и моноклинные пироксены. Аутигенные новообразования, представленные частично упорядоченно смешаннослойным минералом, образуют в проходящем свете без анализатора зеленоватые выделения, выполняющие отдельные ячейки стекла и обнаруживающие агрегатную поляризацию синевато-серых тонов при скрещенных николях. Вкрапления сульфидов образуют относительно крупные кристаллы кубического габитуса.

Третья зона (обр. 196, 198) представлена андезито-трахитами, у которых стекловатая масса нацело замещена глинистым минералом, в результате чего порода имеет петельчатую, пепловую или пемзовидную микроструктуру. По вкрапленникам плагиоклаза развиваются обширные по площади или объему зернистые агрегаты кварца. Изменение стекла происходило почти одновременно с изменением плагиоклазов или несколько опережало последнее. В пространстве между кристалликами калиевых полевых шпатов иногда развиты очень слабо двупреломляющие мельчайшие радиально-лучистые агрегаты эмбрионального хлорита, которые отделены от калишпатов слюдоподобным глинистым минералом. Отмечаются агрегаты цеолитов радиально-лучистого строения.

Четвертая зона (обр. 201) представлена туфогенной глиной — продуктом изменения андезито-трахитов и их туфов. Порода слагается глинистым минералом и агрегатами кварца, который является продуктом изменения вкрапленников плагиоклаза. Глинистый минерал смешаннослойного типа под микроскопом представлен в проходящем свете без анализатора волокнистыми агрегатами желтоватого цвета, образованными замещением пемзовидного материала. Для него характерно на разрезах с максимальной интерференционной окраской (оранжевой 1-го порядка) косое погасание (до 45°), относительно совершенная спайность. В разрезах с прямым погасанием относительно спайности оптический характер его то положительный, то отрицательный. Светопреломление минерала выше, чем у канадского бальзама. В агрегаты этого минерала включены мелкие неправильные зернышки кварца и их мозаичные сростки. Имеются также непрозрачные рудные зерна и землистые полупросвечивающие продукты их разложения. Кроме того, встречаются сульфиды, биотит, анатаз и лейкоксен.

Следует подчеркнуть, что под микроскопом в шлифах ясно видно, как чешуйки гидрослюдя в породах первой зоны развиваются по стекловатой массе андезито-трахитов, включающей вкрапленники полевых шпатов, кубические кристаллы сульфидов (чаще пирита) и участки вторичного кварца зернисто-кристаллического строения.

Гидрослюда замещает пемзовые волокна, периферийные оторочки ячеек вулканического стекла или образует мельчайшие эмбриональные кристаллиты внутри этих ячеек. Аналогичным путем по стекловатой массе развиваются и кристаллизуются смешаннослойные минералы (в зонах 2, 3 и 4), приурочиваясь к несколько более крупнозернистым туфам того же андезито-трахитового состава. При этом на более крупных обломках вулканического стекла яснее видно, как новообразованное вещество смешаннослойных минералов корродирует зерна стекла, расщепляет их и замещает промежутки между реликтивными зубьями последнего.

На генетическую связь новообразований гидрослюды и смешанно-слоистых минералов с гидротермальной минерализацией указывает и более интенсивная трансформация вулканического стекла вблизи многих кубических кристаллов пирита, и инкрустация вокруг некоторых из них вторичного кварца в форме своеобразных гребешков. Последние формируются за счет избыточного кремнезема, высвобождающегося в результате замещения вулканического стекла менее кремнеземистыми минералами — гидрослюдой и упорядоченно смешаннослоистыми минералами.

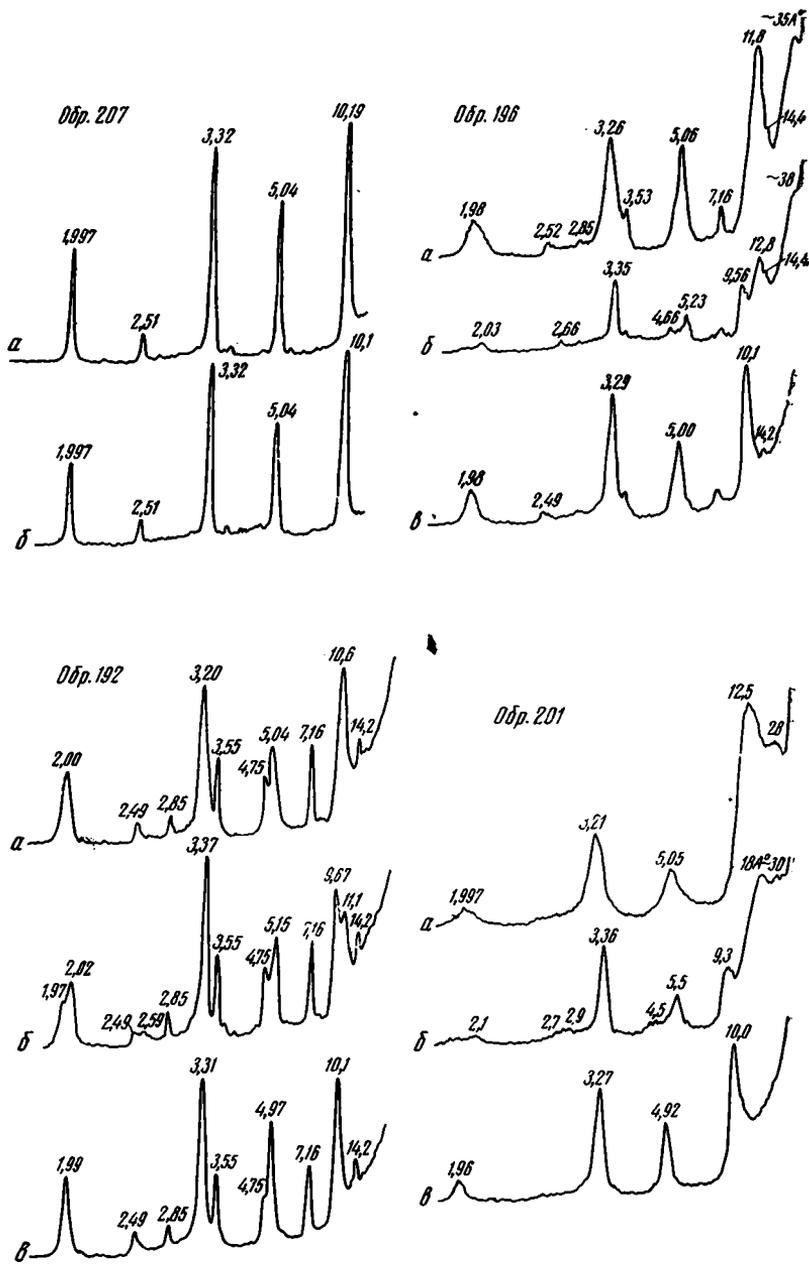
Структурные особенности новообразованной фазы 1-й зоны гидротермальной минерализации. Эта фаза представлена чистой аутигенной гидрослюдой 1 М. Рентгенометрическим методом установлено, что гидрослюда данного типа является единственной кристаллической фазой во фракциях $<0,001$ мм образцов 175, 200, 203, 207, 209. В этих образцах гидрослюда дает на диафрактограммах ориентированных препаратов целочисленные серии базальных рефлексов, кратных 10 Å. Рефлексы не изменяются при насыщении фракций глицерином, этиленгликолем или при прокаливании. Так как дифракционные спектры гидрослюды в перечисленных выше образцах сходны, оказалось возможным сосредоточить внимание на более детальном исследовании одного из них, и была выбрана гидрослюда из фракции $<0,001$ мм обр. 207.

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика гидрослюды 1М и смешаннослоистых образований

Обр. 207		Обр. 192		Обр. 196		Обр. 201	
<i>d/n</i> Å	<i>I</i>						
10,2	5	10,8	10ш	11,5	10ш	12,6	10ш
5,02	4	5,01	7ш	5,04	3ш	5,02	2ш
4,54	6	4,51	6	4,51	5	4,51	7
4,38	3	4,35	2	4,35	2	—	—
4,13	2	4,15	1	—	—	—	—
3,64	6	3,65	2	3,65	2	3,65	1
3,32	10	3,29	8ш	3,24	5ш	3,24	5ш
3,08	6	3,10	3	3,10	2	3,10	1
2,92	3	2,92	2	—	—	—	—
2,69	3	2,67	2	—	—	—	—
2,57	7	2,57	7	2,57	5	2,57	6
2,50	2	—	—	—	—	—	—
2,45	—	—	—	—	—	—	—
2,39	4	2,38	3	2,38	2	2,39	2
2,25	1	2,24	1	2,25	1	2,25	1
2,15	3	2,10	2	2,10	1	—	—
2,00	4	2,00	} 6ш	2,00	} 4ш	2,00	2ш
1,96	1—2	1,95		1,95		—	—
1,82	1	—	—	—	—	—	—
1,66	3	1,65	3ш	1,65	3ш	1,66	2ш
1,64	2	—	—	—	—	—	—
1,502	4	1,499	4	1,499	3	1,500	4
1,428	1	—	—	—	—	—	—
1,367	1—2	1,34	2ш	1,34	1ш	—	—
1,339	2	—	—	—	—	—	—
1,297	2	1,29	2ш	1,29	1ш	1,29	1—2ш
1,247	1	1,24	2ш	—	—	—	—
1,183	1/2	—	—	—	—	—	—

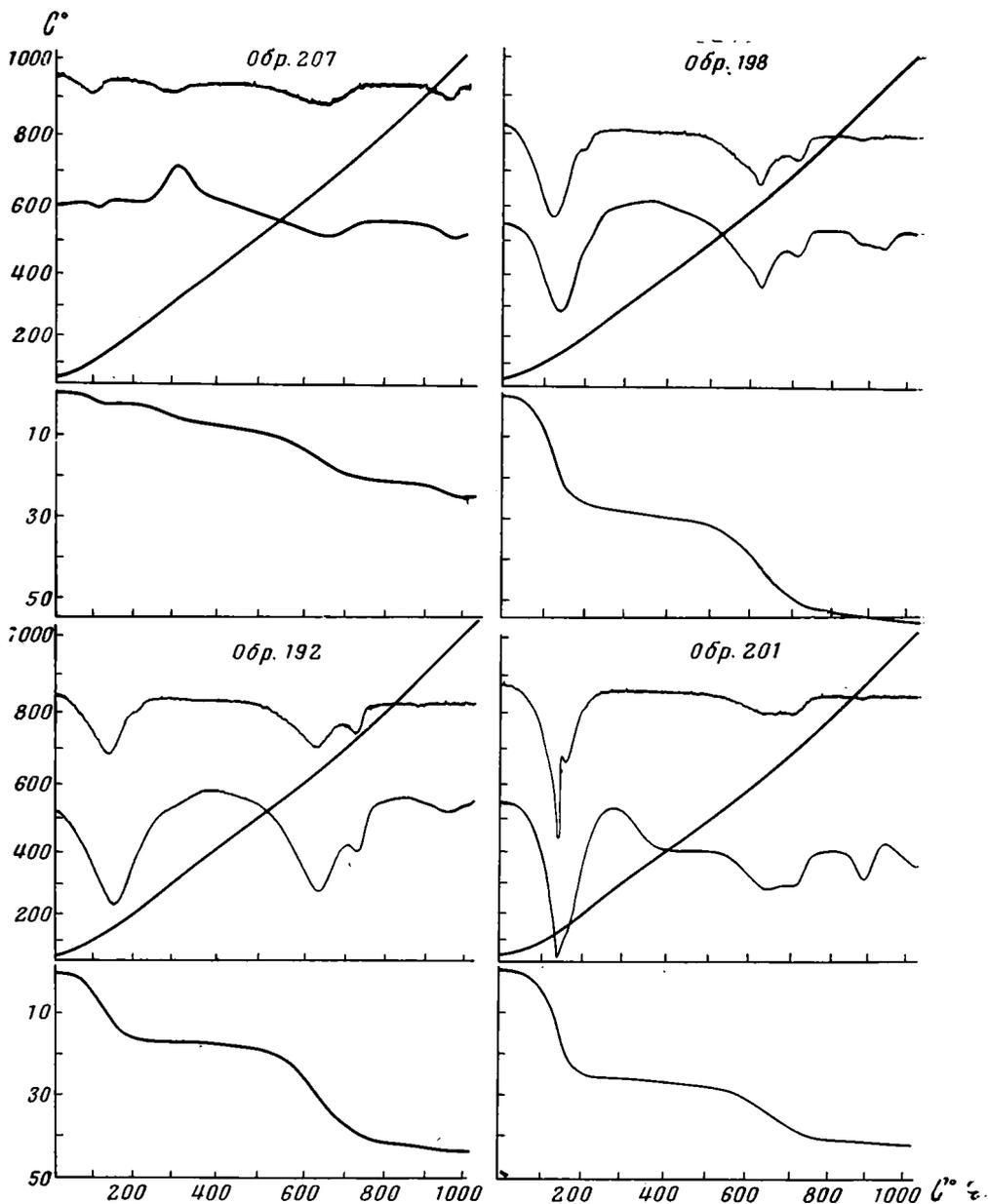
На порошковой диаграмме глинистой фракции (табл. 1) фиксируются рефлексы со значениями межплоскостных расстояний и интенсивностями, типичными для слюд—гидрослюды полиморфной модификации 1 М (Levinson, 1953; Смит, Йодер, 1965). Рефлекс от (060) имеет значение 1,502 Å, что аналогично таковому диоктаэдрических слюд.



Фиг. 1. Рентгендифрактограммы глинистых минералов

a — воздушно-сухие препараты; *b* — препараты, насыщенные этиленгликолем; *в* — препараты, прокаленные при 550°

На рентген-дифрактограммах ориентированных препаратов (фиг. 1) видны мощные острые симметричные базальные рефлексы. Значения d/n этих рефлексов составляют интегральную последовательность. Отсутствие других минералов и высокая степень окристаллизованности гидрослюда позволяют фиксировать до 8 базальных рефлексов. Повышенное значение d_{001} на рентген-дифрактограммах воздушно-сухого образца может быть следствием влияния поляризационного фактора. По определениям В. И. Муравьева, гидрослюда 1 М (обр. 200) имеет: $N_g' = 1,580$; $N_p' = 1,552$; $N_g' - N_p' = 0,028$.



Фиг. 2. Дифференциальные термокривые глинистых минералов

Химический анализ фракции $<0,001$ мм (табл. 2) фиксирует картину, типичную для слюдистого минерала. Обращает на себя внимание высокое содержание K_2O (7,29—9,15%, среднее 8,44%, табл. 3) и Al_2O_3 при сравнительно низком проценте $Fe_2O_3 + FeO$ и MgO , а также H_2O^- . Это свидетельствует о том, что гидрослюда относится к типу высокоалюминиевых низкогидратированных разновидностей. Содержание Na_2O в гидрослуде 1 М колеблется, по данным определений в пяти образцах, в пределах от 0,12 до 0,59% при среднем 0,31%.

На дифференциальной кривой нагревания обр. 207 имеется небольшой эндотермический эффект удаления адсорбированной воды при 120° (фиг. 2), которому соответствует потеря 10% веса (табл. 4), фиксируе-

**Химический состав продуктов гидротермального изменения андезито-трахитов
Асканского месторождения бентонитов (фракция <0,001 мм)**

Компо- ненты	Исходная мате- ринская порода андезито-трахи- товый туф	Зоны преобразования пирокластов							
		I		II	III	IV	V		
		Гидрослюда диоктаэдрическая 1М аутигенная		Смешаннослойные образования с упорядоченным чередованием гидрослюда—монтмориллонитовых слоев					Конечный продукт преобразования— монтмориллонит
		Гсл. ≈100%		Г:М≈90:10	Г:М≈80:20	Г:М≈60:40	Мт ≈100%		
Обр. 51а*	Обр. 207	Обр. 175	Обр. 192	Обр. 196	Обр. 201	Обр. 164***	Обр. 214***		
SiO ₂	54,84	48,11	49,99	49,21	48,29	51,76	53,63	50,58	
TiO ₂	0,35	0,20	0,21	0,49	0,42	0,41	0,47	0,47	
Al ₂ O ₃	18,13	26,01	28,32	27,97	25,91	19,59	16,55	17,34	
Fe ₂ O ₃	3,63	0,66	0,25	1,84	2,09	1,34	3,42	2,43	
FeO	—	0,96	0,48	1,36	0,61	0,60	0,68	0,51	
CaO	1,01	1,17	1,32	0,98	0,94	2,26	2,17	3,30	
MgO	1,49	2,27	2,42	2,81	3,25	3,88	4,62	4,75	
MnO	0,08	0,06	0,04	0,09	0,04	0,04	0,04	0,07	
P ₂ O ₅	He опр.****	0,05	0,05	0,09	0,05	0,07	0,16	0,11	
Na ₂ O	5,49	0,12	1,28	0,44	0,65	1,15	1,57	1,39	
K ₂ O	5,86	8,21**	8,44	6,74	5,36	3,55	0,47	1,03	
H ₂ O ⁻	0,60	2,80	0,20	2,24	6,79	1,02	11,34	11,04	
H ₂ O ⁺	6,01	4,24	4,85	5,21	5,65	14,53	5,26	5,63	
CO ₂	He опр.	1,00	Нет	Нет	Нет	0,12	0,28	1,52	
C _{орг}	He опр.	1,12	0,05	0,04	Нет	0,14	Нет	Нет	
S	He опр.	Нет	0,69	He опр.	—	—	0,06	0,14	
Сумма	100,49	96,98	99,96	99,51	100,03	100,46	100,72	100,31	

* Валовый анализ образца Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, аналитик — О. Х. Аздяния **. Среднее из двух определений. *** Валовые анализы аскангеля (обр. 164) и аскангелины (обр. 214). Гсл — гидрослюда; Мт — монтмориллонит; Г — гидрослюдистые слои; М — монтмориллонитовые слои в смешаннослойных структурах. **** Не определялся.

Таблица 3

**Содержание K₂O и Na₂O в продуктах гидротермального преобразования
андезито-трахитовых пород Асканского месторождения бентонитов (фракция <0,001 мм)**

Компо- ненты	Гидрослюда диоктаэдрическая 1М аутигенная					Смешаннослойные образования с частично упорядоченным чередованием гидрослюда—монтмориллонитовых слоев					Монтмориллонит (аскангель)		
	Гсл. ≈100%					Г:М≈90:100			Г:М≈80:20		Г:М≈≈60:40	Мт ≈100%	
	обр. 203	обр. 209	обр. 207*	обр. 175	среднее	обр. 206	обр. 192	Среднее	обр. 196*	обр. 198	Среднее	Обр. 201	Обр. 164
K ₂ O	9,15	8,81	8,21	8,06	8,44	7,29	6,82	7,06	5,29	5,23	5,26	3,55	0,47
Na ₂ O	0,24	0,12	0,12	0,48	0,31	0,59	0,44	0,52	0,66	0,59	0,63	1,15	1,57

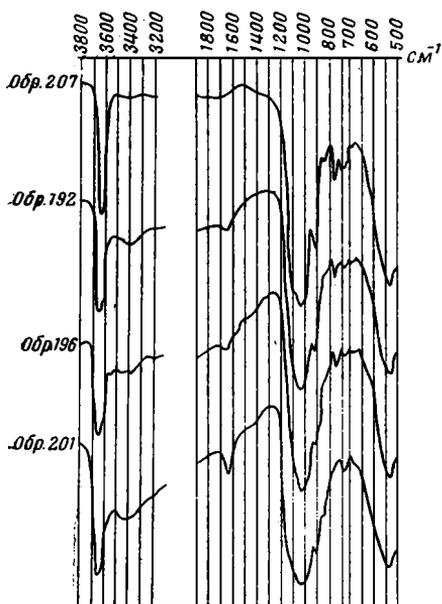
* Средние из двух определений. Гсл., Г, М, Мт — см. табл. 2.

мая также на DTG-кривой. В среднетемпературной области кривых DTA и DTG имеются очень широкие эффекты дегидраксиляции, сопровождающиеся потерей еще 56% от общей потери веса (см. табл. 4), в основном в пределах от 500 до 750°. Последние порции воды (ОН)-групп выделяются при 980° (20%). Изложенное характеризует фазовые превращения образца как типичные для минералов типа слюды—гидрослюда (Mackenzie, 1957). На кривых DTA и DT был обнаружен, кроме перечисленных, пик при 345°, сопровождающийся потерей веса. Он обусловлен окислением органических соединений. Присутствие этих соединений было отмечено и валовым химическим анализом, обнаружившим C_{орг} ≈ 1,12% (см. табл. 2).

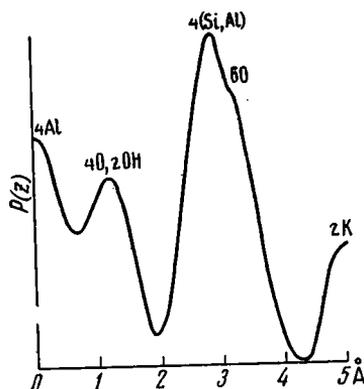
Изменение веса образцов при нагревании, по данным кривых потерь веса, записанных на дериватографе

№ обр.	Общая потеря веса (О. П. В.)	Изменение веса, % к О. П. В.					Сгорание органического вещества
		Интервал. t					
		20—150	150—250	250—650	650—750	750—1000	
207	8,3	10	—	56	20	15	
192	11,5	33	4	45	16	Нет	
196	12,7	51	9	26	10	»	
201	14,0	38	27	25	7	»	

ИК-спектр фракции из обр. 207 (фиг. 3) состоит исключительно из полос диоктаэдрического слюдистого минерала мусковитового — серицитового типа. На это указывают полосы: 545, 930, 1050, 1100 и 3640 $см^{-1}$, обусловленные колебаниями соответственно Si—O—Al^{VI}, O—H—Al, Si—O, Si—O и O—H. Сильная полоса 930 $см^{-1}$ свидетельствует об от-



Фиг. 3. Инфракрасные спектры глинистых минералов



Фиг. 4. Одномерный синтез Фурье диоктаэдрической гидро-слюда 1 М

сутствии или очень низком содержании Mg в октаэдрических позициях (Stubican, Roy, 1961). Имеется лишь очень слабая полоса при 1640 $см^{-1}$, которая обусловлена присутствием молекул воды на поверхности частиц.

Рассмотренные выше материалы позволяют считать, что фракция <0,001 мм обр. 207 состоит исключительно из диоктаэдрического слюдистого минерала без заметных признаков набухающих межслоевых промежутков. Это дало основание пересчитать данные валового химического анализа фракции <0,001 мм (см. табл. 2) в кристаллохимическую формулу, исходя из $O_{10}OH_2^{2-}$ (Звягин, 1957). Кристаллохимическая формула минерала имеет вид: $K_{0,76}Ca_{0,09}Na_{0,02}(Al_{1,75}Fe_{0,03}^{+3}Fe_{0,06}^{+2}Mg_{0,24})[Si_{3,51}Al_{0,49}O_{10}](OH)_2$.

Наличие целочисленной серии базальных рефлексов до $l=8$ дало основание построить одномерный синтез Фурье-минерала. Экспериментальные структурные амплитуды близки структурным амплитудам мусковитовой модели с $2K$ при $z/5$. Кривая распределения электронной плотности вдоль оси C подтверждает предполагаемую модель структуры (фиг. 4).

Таким образом, фракция $<0,01$ мм по существу мономинеральна. Она состоит из диоктаэдрического высокоалюминиевого слюдистого минерала с мусковитовыми связующими прослойками полиморфной модификации 1 М без заметных признаков лабильных межслоевых промежутков. По результатам электронографических измерений, выполненных в лаборатории Б. Б. Звягина, элементарная ячейка минерала характеризуется параметрами: $a=5,20$; $b=9,00$; $\Theta=10,2$ А; $\beta \approx 100^\circ 20'$.

Дальнейшие стадии минералообразования в зонах сульфидного оруденения связаны с минералами, обладающими смешаннослойной структурой.

Структурные особенности новообразованной фазы 2-й зоны гидротермальной минерализации. Эта фаза представлена смешаннослойным образованием с базальным рефлексом 10,6 А в воздушно-сухом состоянии. Смешаннослойные образования рассматриваемой стадии зафиксированы в глинистых фракциях, выделенных из образцов 192, 206. Более обстоятельно исследовано смешаннослойное образование обр. 192, хотя оценка интенсивностей для него в некоторой мере условна, так как близкие дифракционные максимумы при 11,0 и 9,8 А, а также 5,2 и 4,9 А разрешились только на вершинах.

Порошокграмма фракции $<0,001$ мм обр. 192 (см. табл. 1) имеет рентгенометрические характеристики серии рефлексов (hKO), близкие таковым гидрослюды, рассмотренные выше. Образование диоктаэдрическое. Характерно, что одни рефлексы исчезают, другие ослабевают по сравнению с гидрослюдой из обр. 207. Это свидетельствует о принадлежности минерала с модификации промежуточной 1 М — 1 М d ближе к 1 М (см. табл. 1).

На фиг. 1 помещены рентгендифрактометрические кривые ориентированных препаратов фракции $<0,001$ мм. В смешаннослойных образованиях в воздушно-сухом состоянии обнаруживаются максимумы при 10,6 А, 5,04 А, 3,3 А и др. Наличие монтмориллонитовых межслоевых промежутков выявляется по изменению дифракционного спектра образца при сольватации этиленгликолем (см. фиг. 1) и глицерином (табл. 5), а также после прокаливания. Характерно появление максимума с $d/n=11,1$ А. Согласно данным Р. Рейнольдса (Reynolds, 1967), наличие рефлекса в пределах $6-8^\circ 2 Q$ Си-излучения с этиленгликолем от взаимодействия рефлексов от (001) монтмориллонитового и (001) слюдистого пакетов свидетельствует об упорядоченности в переслаивании связующих прослоек и межслоевых промежутков.

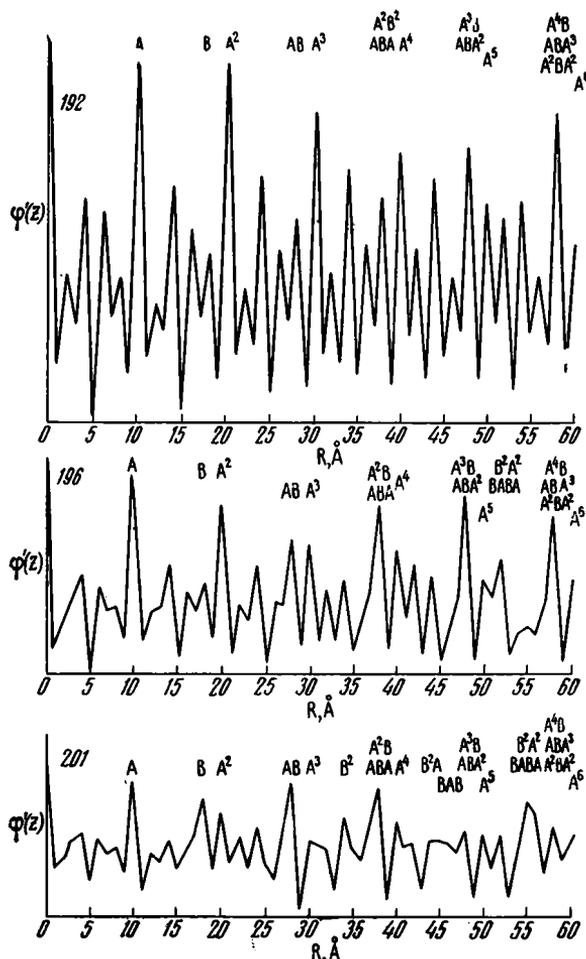
Для смешаннослойного образования, насыщенного глицерином (табл. 5), было построено прямое Фурье-преобразование. Как видно на

Таблица 5

Межплоскостные расстояния и интенсивности базальных отражений смешаннослойных образований, насыщенных глицерином]

Обр. 192		Обр. 196		Обр. 201		Обр. 192		Обр. 196		Обр. 201	
d/n А	I										
—	—	38	20	30	40	3,38	140	3,40	80	3,46	55
11,03	40	13,04	55	18,9	100	3,26	50	3,16	30	3,09	20
9,77	140	9,59	110	9,35	75	2,50	25	2,51	10	2,52	5
5,16	40	5,31	25	5,65	15	—	—	2,20	5	—	—
4,86	80	4,75	50	4,62	35	1,98	90	1,98	40	1,98	20

Фиг. 5, минерал состоит из двух пакетов. Высота одного из них 10 Å (A), высота второго — 18 Å (M). Соответственно содержание пакетов определяется примерно как 90 : 10. Переслаивание пакетов характери-



Фиг. 5. Фурье-преобразования смешаннослойных минералов с тенденцией к упорядоченному чередованию слоев слюда — монтмориллонит

зуется наличием большого количества трехэтажных слоев, к которым с обеих сторон примыкают связующие слюдяные прослойки. Сочетания ВВ не встречены. Изложенное характеризует минерал как смешаннослойное образование с крупными блоками слюдяных пакетов (Дьяконов, 1962).

Помимо смешаннослойного образования в глинистой фракции обр. 192 присутствует небольшое количество хлорита (см. фиг. 1). Химический анализ фракции <0,001 мм дан в табл. 2. На дифференциальной кривой нагревания (см. фиг. 2) фиксируется значительный низкотемпературный эндотермический эффект удаления адсорбированной воды. В этом интервале образец теряет около 37% от общей потери веса. Характерно, что на кривой DTG имеются два максимума в этой области. Второй максимум, меньших размеров, при 220°. Его можно рассматривать как признак наличия монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Доля потери веса в этом интервале температур составляет около 4% (см. табл. 4). В среднетемпературной области ДТА-кривой

имеются два эндотермических эффекта дегидраксиляции (потеря — 60%). Отчасти (см. ниже) эффект при 700° обязан присутствию хлорита. При высоких температурах происходит медленная потеря веса (~9% от общей потери при нагревании).

В отличие от ИК-спектра гидрослюды обр. 207, для фракции <0,001 мм обр. 192 характерно увеличение интенсивности полосы при 1650 см⁻¹ и появление полосы 3420 см⁻¹, связанных с увеличением содержания молекул воды (см. фиг. 3). Это хорошо согласуется с показаниями других методов о наличии в минерале монтмориллонитовых межслоевых промежутков.

Таким образом, фракции <0,001 мм образцов 192, 206 состоят в основном из пакетов слюдистого (мусковит-серицитовый ряд) и монтмориллонитового типа. Соотношение количества пакетов примерно 90 : 10. Характерны блоки из слюдистых пакетов. Модификация слюдистого компонента образования промежуточного типа 1M > 1M d. Образование сопровождается хлоритом.

Структурные особенности новообразованной фазы 3-й зоны гидротермальной минерализации. Эта фаза представлена смешаннослойным образованием с базальным рефлексом 11,8 Å. Образование этого типа — преобладающая фаза в образцах 196, 198. Они сопровождаются небольшим количеством хлорита (см. фиг. 1). Согласно рентгенометрическим данным порошка (см. табл. 1), серия отражений (*h*КО) образцов этой группы несколько отличается от таковой гидрослюды обр. 207 и смешаннослойного образования обр. 192. В них исчезает ряд слабых рефлексов, другие рефлексы ослабевают. Полиморфная модификация слюдистого компонента, по данным порошкограмм, до и после прокаливания промежуточная: 1M — 1M d, но ближе к 1M d, чем образование из фракции 192.

Дифракционный спектр смешаннослойного образования в воздушно-сухом состоянии с ориентированного препарата (см. фиг. 1) характеризуется серией рефлексов: 35 Å, 11,8 Å, 5,06 Å, 3,26 Å и др. После прокаливания при 500° имеются отражения: 10Å, 5Å и 3,3 Å (см. фиг. 1). Эти свойства, а также изменения дифракционного спектра при насыщении этиленгликолем (см. фиг. 1) и глицерином (см. табл. 5) свидетельствуют о присутствии монтмориллонитовых межслоевых промежутков. Так как имеются максимумы при 38 Å, можно предполагать наличие тенденции к упорядоченности в переслаивании пакетов. Последнее было подтверждено с помощью прямого Фурье-преобразования. Как видно из фиг. 5, смешаннослойное образование состоит из тех же пакетов, которые обнаружены в глинистой фракции обр. 192. Примерное содержание монтмориллонитовых пакетов 20%. Сочетания типа ВВ маловероятны. Выделяются пики с R = 28 Å, 38 Å, 48 Å. Из соотношений высот пиков с R = 38 Å и 48 Å, а также 28 Å и 58 Å можно заключить о наличии упорядоченности по мотивам ААВ... и АААВ... .

Валовый химический анализ фиксирует меньше К₂О, чем в образцах гидрослюды из обр. 207 и смешаннослойного минерала из обр. 192. Это согласуется с увеличением количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков. По содержанию SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO и MgO фракция <0,001 мм обр. 196 не отличается существенно от состава тех же фракций образцов 207, 192.

Увеличение количества монтмориллонитовых межслоевых промежутков было зафиксировано и термическими данными (см. фиг. 2 и табл. 4). Действительно, в низкотемпературной области дифференциальной кривой нагревания имеются две остановки, фиксируемые также и на DTG-кривой. Возрастает относительная потеря веса образца за счет удаления адсорбированной, в том числе межслоевой воды.

ИК-спектры смешаннослойного образования характеризуются расширением основных полос (1040, 530 см⁻¹) и увеличением интенсивно-

сти полос, обусловленных присутствием молекул воды на поверхности и в межслоевых промежутках (1650 и 3420 см^{-1}) (см. фиг. 3).

На основании рассмотренных выше результатов рентгенографических, термографических и других определений можно составить следующее представление об особенностях смешаннослойной фазы в обр. 196. Смешаннослойное образование состоит из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов, находящихся в примерном соотношении $80:20$. Переслаивание пакетов имеет тенденцию к упорядоченности по мотивам ААВ... и АААВ... . Трехэтажный слой структуры смешаннослойного образования имеет диоктаэдрический характер заполнения октаэдрических сеток. Минерал занимает промежуточное положение между 1 M и 1 M d модификациями, ближе к 1 M d .

В отличие от смешаннослойного минерала обр. 192, обр. 196 характеризуется более высоким содержанием монтмориллонитовых межслоевых промежутков, а в связи с этим — меньшим количеством K_2O и большей гидрофильностью, развитием тенденции к переслаиванию по ААВ и АААВ-мотивам вместо блоковых структур.

Структурные особенности новообразованной фазы 4-й зоны гидротермальной минерализации. Эта фаза представлена в обр. 201 смешаннослойным образованием с базальным рефлексом $12,5 \text{ \AA}$. Как видно из данных рентгенометрической характеристики (см. табл. 1), смешаннослойное образование дает мало линий ($h\text{KO}$) серии. По существу, трехэтажные слои минерала могут быть отнесены к типу 1 M d (Levinson, 1953; Hamilton, 1967 и др.). Значение отражения (060) свидетельствует о диоктаэдрическом характере образования.

На рентген-дифрактограмме ориентированного воздушно-сухого препарата имеются лишь рефлексы смешаннослойного образования (см. фиг. 1). Обратим внимание на наличие широкого максимума со значением $d/n \approx 29-30 \text{ \AA}$. Указанный максимум имеется также и на рентгенометрических кривых образцов, насыщенных этиленгликолем (см. фиг. 1, б) и глицерином (см. табл. 5). Возможно, что эти максимумы свидетельствуют о наличии слабых тенденций к упорядоченности в переслаивании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов, составляющих смешаннослойное образование.

По рентгендифрактометрическим кривым смешаннослойного образования, насыщенного глицерином (см. табл. 5), было построено Фурье-преобразование (см. фиг. 5). Несмотря на значительные трудности в интерпретации Фурье-преобразования, связанные с определением высот пиков (Дьяконов, 1962, 1966), можно, по-видимому, утверждать следующее. Примерное соотношение количеств слюдистых и монтмориллонитовых пакетов $60:40$. В отличие от образований, рассмотренных выше, здесь не исключены сочетания ВВ ($R=35-36 \text{ \AA}$). По сравнению с минералом из обр. 196, в смешаннослойном образовании обр. 201 характерны сочетания АВ... и ААВ... Далее, если бы система была полностью неупорядоченной, при $R_A=0,60$ и $R_B=0,40$ высота пиков АВ должна быть равна $0,48$. В действительности же при различных уровнях отсчета она оказывается больше ($\sim 0,55-0,60$). Аналогичную картину мы получили и для высоты пика ААВ. Возможно в связи с этим, что в переслаивании пакетов слюдистого и монтмориллонитового типа имеется небольшая тенденция к упорядоченности по АВ- и ААВ-мотивам.

Результаты химического анализа фракции $<0,001 \text{ см}$ (см. табл. 2) подтверждают полученный вывод об увеличении количества межслоевых монтмориллонитовых промежутков в смешаннослойном образовании обр. 201. Это следует из уменьшения до $3,5\%$ K_2O и увеличения количества CaO . Са занимает, по-видимому, позиции в монтмориллонитовых промежутках. Последнее подтверждается наличием двух низкотемпературных максимумов на дифференциальной кривой нагревания, которые

фиксируются также на кривой потери веса, где дают отчетливый перегиб (см. фиг. 2). Общая потеря веса в этой области (см. табл. 4) составляет 65%, причем значительная часть ее обусловлена потерей, связанной со второй эндотермической остановкой. В отличие от глинистых фракций образцов 192, 196, содержащих, кроме смешаннослойного образования, хлорит, фракция $<0,001$ мм обр. 201 мономинеральна. Между тем в среднетемпературной области ДТА-кривой (см. фиг. 2) и кривой DTG обнаружены два эндотермических максимума. Это может быть следствием различий в структуре октаэдрических сеток смешаннослойного образования. Возможно, что констатируемые на термограммах обр. 192, 196 два эндотермических максимума связаны не только с присутствием хлорита (см. выше), но и упомянутыми особенностями октаэдрических сеток в смешаннослойных образованиях (см. табл. 5). Увеличение количества межслоевых монтмориллонитовых промежутков в смешаннослойном образовании обр. 201 проявляется и по данным ИК-спектроскопии (см. фиг. 3). Эти промежутки указывают на нарастание полос поглощения, обусловленных присутствием молекул воды.

Из изложенного следует, что смешаннослойное образование 4-й зоны гидротермальной минерализации (обр. 201) состоит из диоктаэдрических слюдястых и монтмориллонитовых пакетов, находящихся в примерном соотношении 60 : 40. В переслаивании этих пакетов, возможно, имеется слабо выраженная тенденция к упорядоченности по смешанному АВ- и ААВ-мотиву. Монтмориллонитовые межслоевые промежутки заселены кальцием и двойным слоем молекул воды.

Обсуждение результатов. Итак, по данным различных методов, нами были установлены: одна из начальных стадий минералообразования — диоктаэдрическая гидрослюда 1 М и ряд промежуточных продуктов гидротермального синтеза, представленных слюда — монтмориллонитовыми смешаннослойными образованиями. В настоящей работе авторы не рассматривают конечную крайнюю стадию. Эта стадия представлена монтмориллонитом, описанным в литературе (Белянкин, Петров, 1950₁, 1950₂). Амплитуда различий между стадиями минералообразования, таким образом, не выходит за пределы минералов, структура которых состоит из трехэтажных слоев. Согласно существующим представлениям (Келлер, 1963; Милло, 1968), образование минералов такого типа сопряжено с щелочной или нейтральной средой с высоким содержанием щелочных и щелочно-земельных катионов.

Установлены следующие различия в ряду рассматриваемого минералообразования. Это, во-первых, изменения межслоевых промежутков в пределах от связующих слюдястых прослоек из калия до монтмориллонитовых промежутков с кальцием и двумя слоями молекул воды, или натрием и одним слоем воды, через ряд промежуточных стадий с различным соотношением между упомянутыми прослойками и промежутками. Во-вторых, промежуточные стадии различны не только по количественному соотношению между слюдястыми прослойками и монтмориллонитовыми промежутками, но и по мотивам переслаивания. Для последних характерны тенденции к упорядоченности за счет развития либо блоков из слюдястых пакетов либо сочетаний ААВ и АААВ, а также АВ и ААВ. В-третьих, уже при количестве монтмориллонитовых межслоевых промежутков около 10% происходили изменения типа полиморфной модификации 1 М → 1 М d.

Имеются основания предполагать и некоторые другие различия. В частности, из представленных в табл. 2 данных и литературных источников видно уменьшение количества SiO_2 и Al_2O_3 при одновременном увеличении содержания Fe_2O_3 и MgO . Возможно, что это является отражением изменений изоморфных замещений в трехэтажном слое минералов. В связи с этим обращает на себя внимание изменение харак-

тера реакций дегидраксиляции в средне- и высокотемпературной области кривых нагревания (см. фиг. 2, а также соответствующие термограммы у Р. Маккензи) (MacKenzie, 1957).

В целом рассмотренные выше стадии минералообразования предполагают различия в среде, связанные в первую очередь с изменениями в соотношении между калием и натрием, с одной стороны, кальцием и магнием, а возможно, кремнием и железом — с другой.

Таким образом, как отмечено выше, детальные структурные исследования переходных фаз гидротермального изменения пеплово-туфогенных продуктов выявило целую серию минералов структурно и парагенетически связанных друг с другом. При этом в зоне начального изменения пород образуется аутигенная диоктаэдрическая глиноземистая и высокощелочная гидрослюда 1 М. В зонах более интенсивной глинизации проявляются смешаннослойные минералы с тенденцией к упорядоченному чередованию гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов. При этом количество последних постепенно возрастает и достигает максимального содержания $\approx 40\%$ (обр. 201).

Рассмотрим отношение новообразованных фаз к условиям гидротермального минералообразования и вероятные механизмы преобразований в свете современных представлений и конкретной геологической обстановки Асканского месторождения.

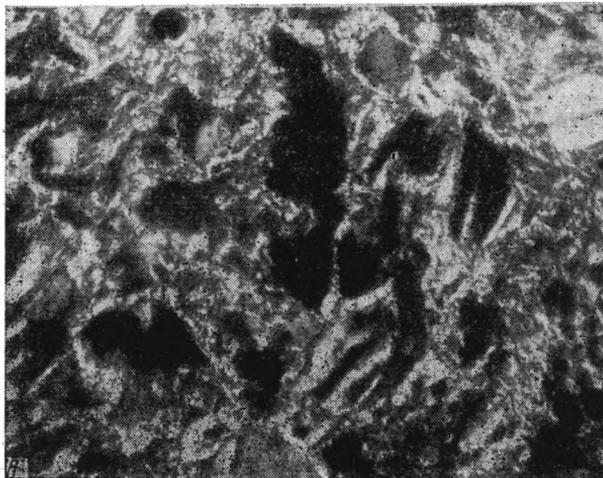
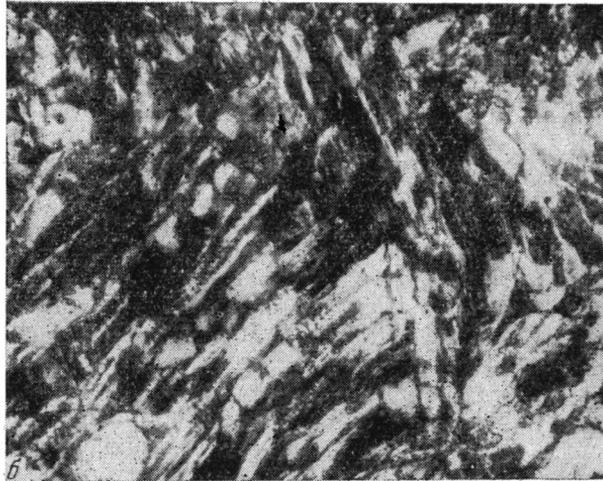
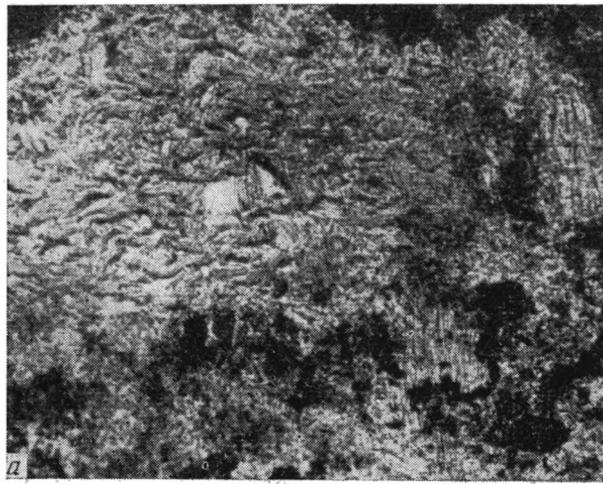
В генетическом плане крайне важно, что все эти новообразования слоистых силикатов, как показывает обычная микроскопия, развиваются по вулканическому стеклу андезито-трахитовых туфов (фиг. 6). Они «метасоматически» замещают вулканическое стекло и почти не содержат других минералов, кроме ничтожной примеси хлорита в образцах 192, 196¹.

Образование аутигенной гидрослюды 1 М с содержанием $K_2O \approx 8\%$ (при свежести калишпатов на первой стадии преобразования), очевидно, невозможно, без привноса термальными водами щелочных элементов (особенно катионов калия), которые метасоматически замещали вулканическое стекло с образованием гидрослюды 1 М, а при последующем дефиците калия, и смешаннослойных образований.

По новейшим данным вулканологов (Набоко, 1966; Иванов, 1966 и др.), обогащение калием гидротермальных растворов — типичное явление, связанное с эндогенными факторами. Так, С. И. Набоко (1966) указывает: «согласно новым данным, становится очевидным, что количество калия, лития, цезия и рубидия, выносимое термальными водами за время существования гидротермальных систем, настолько велико, что источником их не могут быть вмещающие породы». При этом повышенное содержание калия, лития и тяжелых металлов (Набоко, 1966), судя по скважинам Паужетки (Камчатка) и Ниланской системы в Южной Калифорнии, наблюдалось в наиболее высокотемпературных водах натро-калиево-кальциево-хлоридного типа.

Представление о концентрации K^{1+} и рН гидротермальных растворов, из которых синтезировались изученные нами слоистые силикаты, мы можем пока составить по литературным данным. Так, А. А. Попов (1963), изучавший околорудные изменения полиметаллического месторождения Уч-Очак, где серицит находится, как и в нашем случае, в тесном парагенезисе с галенитом, определил концентрацию K^{1+} по жидким включениям (т. е. по водным вытяжкам из галенита), равную $2 \cdot 10^{-1}$ г-ион/л. Поле устойчивости калиевой слюды, как указывает А. А. Попов (1963), основываясь на диаграмме равновесия Хемли (Hem-

¹ Ничтожная роль или отсутствие хлоритовых минералов в изученном минералообразовании связана с обедненностью андезито-трахитовых туфов темноцветными минералами.



Фиг. 6. Микроструктура вулканического стекла, замещенного глинистыми минералами
а — микрофото обр. 175, николи один, $\times 160$. Замещение вулканического стекла андезито-трахитовых туфов аутигенной гидрослюдой I M; **б** — микрофото обр. 209, николи +, $\times 160$. Замещение пемзового материала аутигенной гидрослюдой I M; **в** — микрофото обр. 196, николи +, $\times 160$. Замещение вулканического стекла андезито-трахитовых туфов частично упорядоченно смешаннослойным минералом. Темные изотропные обломки — реликты вулканического стекла

ley, 1959), определяется предельными значениями $K^{1+}/H^{1+} 10^{-3}-10^{-5}$ при $t^{\circ}=200^{\circ}$. Средняя температура 200° взята А. А. Поповым из интервала $100-300^{\circ}$, обычного для образования мезо- и эпitherмальных полиметаллических месторождений. $K^{1+}/H^{1+}=2 \cdot 10^{-1}/10^3=2 \cdot 10^{-4}$ г-ион/л соответствует $pH=3,7$; $K^{1+}/H^{1+}=2 \cdot 10^{-1}/10^5=2 \cdot 10^{-6}$ г-ион/л соответствует $pH=5,7$. Таким образом, по данным А. А. Попова, при 200° интервал кислотности — щелочности гидротермального раствора ограничивается образованием серицита (а в нашем случае диоктаэдрической гидрослюда 1 М) в пределах от 3,7 до 5,7 единицы pH. Температура около 200° , которая на основании данных А. А. Попова (1967) предполагается нами оптимальной для образования калиевой гидрослюда 1 М, слишком мала для создания в ней парагонитовых прослоек. Согласно экспериментальным данным А. А. Попова (1967), поле устойчивости парагонитов ограничивается $t^{\circ}>350^{\circ}$ и коэффициентом $K/K+Na$ жидкой фазы $<0,2$. При понижении температуры гидротермальных растворов до интервала $\approx 50-100^{\circ}$ и переходе их от хлоридного к карбонатному типу, по наблюдениям С. Н. Набоко (1966), развиваются минералы группы монтмориллонита и анальцима. В эту фазу минералообразования, следующего, по-видимому, непосредственно за калиевой диоктаэдрической гидрослюдой 1 М при постепенном снижении концентрации щелочных катионов и активизации в растворах ионов Mg^{2+} , витрокласты начинают замещаться упорядоченно смешанно-слоистыми образованиями типа аллевардита — ректорита. Такой ход метасоматоза вызывается дефицитом катионов K^{1+} и Na^{1+} , которых в этой фазе не хватает для постройки жесткой межпакетной прокладки с катионами K, Na (см. табл. 3), характерной для слюд (Лазаренко и др., 1966), в силу чего структурные пакеты гидрослюда начинают чередоваться с лабильными монтмориллонитовыми пакетами. При образовании упорядоченных переслаиваний слюдястого и монтмориллонитовых пакетов, как указывает Е. К. Лазаренко и др. (1966), кальций всегда входит в межслоевое пространство вместе с молекулами воды. Натрий и калий образуют жесткую прокладку. Такое поведение этих элементов связано с их свойствами и особенно с их энергией гидратации, которая для калия самая низкая. Натрий, имеющий большую, чем калий, энергию гидратации и меньший ионный радиус, в состав жесткой прокладки входит только при повышенном давлении. На образование упорядоченных переслаиваний, по мнению указанных авторов, изменение давления влияет больше, чем изменение температуры. Температура образования кварца, находящегося в парагенезисе с аллевардитом, по данным минералогической термометрии (Лазаренко и др., 1966), составляет $100-110^{\circ}$, т. е. она также близка к верхней температурной границе генерации упорядоченно смешанно-слоистых фаз, обнаруженных нами на Асканском месторождении.

Воздействие гидротерм на стекловатую массу туфов, а не на готовые бентонитовые глины, в то же время указывает на ранний период гидротермальной минерализации, т. е. она могла развиваться сразу же после отложения мощных скоплений рыхлого пеплово-пемзового туфогенного материала; это, в свою очередь, подтверждает выводы Г. С. Дзюценидзе и др. о том, что «изменение пемзовидных трахитовых туфов в монтмориллонитовые глины происходило путем воздействия газов и паров, выделившихся из тех же вулканических очагов, откуда выбрасывались трахитовые туфы» (Мачабели, 1965, стр. 142).

Но в праве ли мы с этим процессом гидротермального синтеза слоистых силикатов связывать образование всей мощной залежи чистых более или менее однородных и качественных бентонитовых глин?

Мощная толща, родоначального пеплово-пемзового туфогенного материала первоначально была пориста и поэтому весьма проницаема для

термальных растворов, на что уже указывали Г. А. Мачабели (1965) и другие грузинские исследователи. Кроме того, пепловый материал Асканского месторождения отличался исключительной тонкостью и высокой дисперсностью, что облегчало его преобразование, возможно, даже минуя переходные фазы, непосредственно в монтмориллонит. О связи этого преобразования пеплов (в бентонитовые глины) с гидротермами свидетельствует наличие в аскангеле, да и в асканглине тоже свежих включений биотита в ассоциации с фенокристами полевых шпатов, обычно весьма характерных для пеплово-туфогенных толщ. Столь не стабильный минерал как биотит не мог бы сохраниться свежим и неизменным, пройдя сквозь морской диагенез или процессы длительно-го экзогенного выветривания.

Вообще влияние среды осадконакопления и морского диагенеза вряд ли могло быть здесь значительным в силу того, что эта среда почему-то не смогла преобразовать даже такие не стойкие минералы, как реликты вулканического стекла, биотит. Слабость влияния морского бассейна на преобразование пеплово-туфогенного материала, с одной стороны, очевидно, была связана с быстротой или как бы «мгновенностью» в геологическом смысле его отложения при интенсивной эксплозивной деятельности вулканов, несших андезито-трахитовую лаву, а с другой стороны, с очень повышенной общей скоростью осадконакопления, поскольку этот бассейн, по Г. С. Дзоценидзе (1948₂), имел морской геосинклинальный характер. При этом молодая геосинклинальная зона находилась в это время в фазе интенсивного развития, в связи с чем осадки верхнего эоцена очень быстро были перекрыты толщей туфобрекчий и претерпели сильное тектоническое воздействие в виде складчатости и сбросов (висячий бок залежи).

Процессы выветривания, с которыми в свое время связывали формирование всей залежи бентонитов Асканского месторождения М. Л. Роква (1958), Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1950₁), могли только придать пестроту окраски некоторым слоям асканглины или обусловить зональность состава поглощенного комплекса с заменой Ca^{2+} на Na^{+} вниз по разрезу залежи бентонитов.

Процессы выветривания рыхлого пеплово-туфогенного материала, а не толщи готовых бентонитов, не могли выразиться только в смене состава обменных катионов и формировании чистых бентонитов; они неизбежно привели бы к возникновению глинистых прослоев различного минералогического состава, имели бы мощную смешанную переходную зону от каолинитового горизонта к монтмориллонитовому и т. д. Иными словами, процессы выветривания вряд ли могли сформировать столь мощную толщу сравнительно чистых и однородных монтмориллонитовых глин без подгоризонтов с иным комплексом глинистых минералов. В литературе никем не описаны такие мощные и однородные подгоризонты монтмориллонитовых глин в каолиновом красноземном профиле гумидного тропического пояса, да они нигде и не наблюдаются, даже в пределах распространения красноземов Аджарии.

Наконец, в тех случаях, когда М. Л. Роква (1958) за пределами Асканского месторождения наблюдал в обнажениях переходы биотитовых, трахитовых туфов в чистый аскангель, совершенно непонятно, почему над чистым аскангелем нигде не было обнаружено даже следов верхнего каолинитового горизонта гумидной коры выветривания.

В заключение мы приходим к выводу, что формирование гидрослюд и ряда смешаннослойных слюда — монтмориллонитовых образований на Асканском месторождении связано с воздействием гидротермальных вод на основной стекловатый материал пеплово-туфогенных пород, и, по существу, представляет собой процесс синтеза. Синтетическое новообразование гидрослюды, возможно, происходило под влиянием гидротерм, содержащих большие количества калия и натрия. По мере пони-

жения температуры гидротерм и удаления последних происходило обеднение их калием. В условиях нарастающего дефицита этого катиона, но при наличии в растворах и породе магния и кальция, формировались смешаннослойные слюда — монтмориллонитовые образования. Возможность синтетического новообразования гидрослюд и смешаннослойных минералов в гидротермальных условиях вытекает из результатов по высокотемпературному их синтезу. Полагают, что существенную роль при этом играют катионы, в первую очередь калий, содержащиеся в растворах (Милло, 1968).

Принципиально иной механизм формирования упорядоченных смешаннослойных структур типа слюда — монтмориллонит при трансформации монтмориллонита в гидрослюду в зоне эпигенеза был рассмотрен В. Д. Шутовым и др. (Shutov, Drits, Sakharov, 1969). Этот уникальный ряд преобразования монтмориллонита (развитого по кислой вулканокластике угленосных отложений Караганды) в гидрослюду через промежуточные фазы упорядоченных смешаннослойных образований типа ректорита происходит в условиях прогрессивного высвобождения калия из терригенных минералов по мере увеличения глубины залегания пород и соответствующей смены термодинамических условий.

Характерно, что в этих условиях тенденции к упорядоченности в переслаивании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов смешаннослойных образований достигают несравненно большего развития, чем в нашем случае. Это отражает, по-видимому, различие в механизме формирования смешаннослойных структур; в нашем случае — это гидротермальный синтез и метасоматоз при прогрессирующем дефиците калия в растворах; в случае же, описанном В. Д. Шутовым, В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым, — это аградация монтмориллонита на фоне постепенного увеличения концентрации калия в поровых водах.

Тем не менее в обоих случаях переслаивание пакетов слюдистого и монтмориллонитового типа имеет большую или меньшую тенденцию к упорядоченности. Это подтверждает вывод, что упорядоченность в переслаивании слюдистых и монтмориллонитовых пакетов — черта, характерная для смешаннослойных структур, образующихся в различных обстановках (Градусов, 1969).

В заключение необходимо подчеркнуть, что, используя метод прямых Фурье-преобразований Ю. С. Дьяконова для твердой фазы слоистых силикатов и химический состав реликтовых растворов по жидким включениям в рудных минералах, мы получаем возможность исследования гидротермальной равновесной системы, включая твердую фазу новообразованных силикатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрографический состав и происхождение асканских глин.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950₁, № 2.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Новое по минералогии и петрографии Асканских глин. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1950₂.
- Градусов Б. П., Капитонов М. Д., Чижикова Н. П. Исследование лабильного компонента ректорита из Кули-Колона насыщением межслоевыми катионами.—Зап. Всес. минералог. о-ва, 1967, ч. 96, сер. 2, вып. 6.
- Градусов Б. П. Смешаннослойные образования из мусковитового и монтмориллонит-бейделлитового пакетов.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948₁.
- Дзоценидзе Г. С. Эволюция химизма вулканических горных пород от палеозоя до миоцена в связи с геотектонической историей Грузии.—Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., т. XXIII (3), 1948₂.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
- Дьяконов Ю. С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешаннослойных минералов при помощи методов преобразования Фурье.—Рентгенография минеральн. сырья. 1962. вып. 1.

- Дьяконов Ю. С. 1966. Структурные особенности смешаннослойных образований, возникающих при адсорбции калия вермикулитами и при выносе его из слюд. Зап. Всес. минералог. о-ва, сер. 2, ч. 95, вып. 6.
- Звягин Б. Б. Расчет структурных химических формул.—В кн. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Иванов В. В. О роли подземных вод в газотермальной деятельности областей современного вулканизма.—В кн. Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Ивкин Н. М. и др. Аналог алевардита из Дагестана.—Зап. Всес. минералог. о-ва, 1959, ч. 88, вып. 5.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания.—В кн. Геохимия литогенеза, Изд. иностр. лит., 1963.
- Коссовская А. Г. Типизация смешаннослойных минералов и ее генетическое значение.—Тр. II совещ. по физическим методам исследования. «Наука», М., 1966.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.—В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований, М., «Наука», 1963.
- Лазаренко Е. К., Мельник Ю. М., Мельников В. С. Смешаннослойные образования, их кристаллохимические особенности и генезис.—Тезисы докладов Совещания по исследованию и использованию глин и глинистых минералов. ИГЕМ, М., 1966.
- Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.—В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Милло Ж., Геология глин. «Недра», Л., 1968.
- Набоко С. И. Современные фации гидротермально-измененных пород.—В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Наседкин В. В., Панеш В. И. Водные вулканические стекла и поствулканические минералы. М., «Наука», 1967.
- Немец Э. Глинистые минералы Венгрии.—Вестн. Моск. ун-та, 1964, Сер. IV, геология, № 5.
- Попов А. А. О кислотности — щелочности гидротермальных растворов.—В кн.: Химия земной коры, М., «Наука», 1963.
- Попов А. А. Синтез мусковита и парагонита при температурах 350—500°.—Геохимия, 1967, № 10.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.—В кн. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. II. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 195, М., «Наука», 1968.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П., Хеиров М. Б. К-ректорит из верхнего карбона Самарской Луки.—Докл. АН СССР, т. 184, № 4, 1969.
- Роква М. Л. О генезисе бентонитовых глин ГрузССР.—Бюл. Кавказского Ин-та минерального сырья, 1958, № 2, Тбилиси.
- Смит Дж. В., Йодер Х. С. Экспериментальные и теоретические исследования полиморфных слюд.—В кн. Вопросы геологии и минералогии слюд. М., «Мир», 1965.
- Юревич А. Л., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района Юго-Западной Туркмении.—Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Hamilton J. D. 1967. Partially-ordered mixed-layer mica-montmorillonite from Matitland New South Wales, Clay Miner., v. 7, No. 1.
- Hemley J. J. Some mineralogical equilibria in the System $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. Amer. J. Sci., 1959, 257.
- Levinson A. A. Studies in the mica group, relationship between polymorphism and composition in the muscovite-lepidolite series. Amer. Mineralogist, v. 38, No. 1.
- Mackenzie R. C. (Ed.). The differential thermal investigation of clays. L. 1957.
- Reynolds R. C., Jr. Interstratified clay systems; Calculation of the total one-dimensional diffraction function. Amer. Mineralogist, 1907, v. 62, No. 5, 6.
- Shutov V. D., Drits V. A. and Sakharov B. A. On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into Hydromica. Proceedings of the International Clay Conference, 1969. Tokyo. Israel Universities Press. Jerusalem, 1969.
- Slaughter M., Earley J. W. Mineralogy and geological significance of the Mowry Bentonites Wyoming. Geol. surv. America. Spec. Papers, 1965, No. 83.
- Stubican V., Roy R. Isomorphous substitution and infrared spectra of the layer lattice silicates. Amer. Mineralogist, v. 46, No. 1, 2.

Геологический институт АН СССР
Институт почвоведения
Москва

Дата поступления
20.III.1969

УДК 552.14

К ВОПРОСУ О ДЕГРАДАЦИИ ДИОКТАЭДРИЧЕСКОЙ ГИДРОСЛЮДЫ

Р. С. САХИБГАРЕЕВ

Установлено, что диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$ и $1M$ в разных по интенсивности выветривания зонах кварц-серицитовых и глинистых сланцев не дает при разрушении трехслойных переходных фаз. Происходит лишь ее частичная деградация, обусловленная выщелачиванием межслоевого калия. При этом содержание разбухающих монтмориллонитоподобных слоев в решетке гидрослюды не превышает 20—30% независимо от интенсивности каолинитизации. Основное направление процесса каолинитообразования — полное разрушение трехслойной структуры гидрослюды.

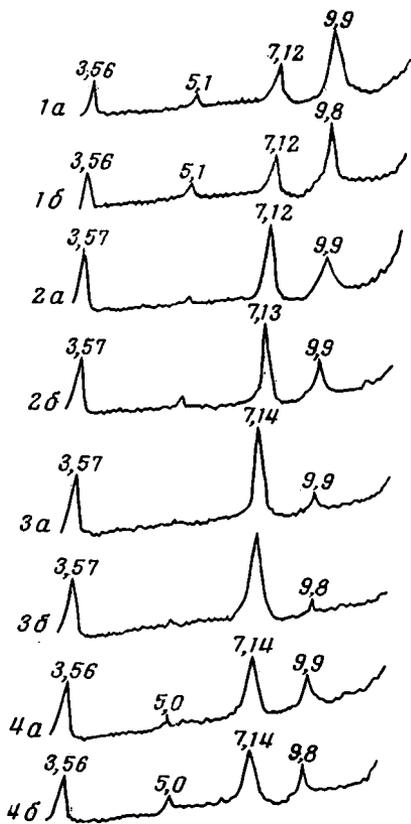
Этот вопрос является дискуссионным и, на наш взгляд, слабо изученным. Однако многие исследователи вслед за работами Г. Брауна (Brown, 1953), Т. Тамура (Tamura, 1956), К. Рича (Rich, 1958), Дж. Лука (Lucas, 1962) и др. разделяют мнение о том, что деградация диоктаэдрической гидрослюды происходит с образованием промежуточных трехслойных фаз. В частности, Ж. Лука (Lucas, 1962) выделяет ряд деградации: мусковит → иллит → вермикулит → монтмориллонит. На примере изучения каолинитизации мусковита, по существу, противоположную точку зрения высказывает А. Г. Коссовская (1966), установившая, что основной процесс разложения мусковита идет не стадийно, а путем полного разрушения его структуры и постепенного замещения каолинитом. Между тем разрешение вопроса о степени деградации диоктаэдрической гидрослюды, как справедливо подчеркивает А. Г. Коссовская, представляет одну из важных задач литологии осадочных пород и генетической минералогии глин.

В связи с этим представляет особый интерес изучение характера деградации серицита и гидрослюды в корах выветривания, находящихся в различных условиях водообмена и выщелачивания, и в перекрывающих их глинистых отложениях, являющихся продуктами переотложения первых. Для изучения мы выбрали погребенные коры выветривания кварц-серицитовых сланцев фундамента Трехозерного месторождения нефти (Приуральская часть Западно-Сибирской низменности) и поверхностные коры выветривания глинистых сланцев южного купола Чадобецкого поднятия (Сибирская платформа).

Продукты химического выветривания кварц-серицитовых сланцев фундамента Трехозерного месторождения вскрыты на глубинах 1500—1650 м. Нижняя зона их представлена зеленовато-серой, более или менее плотной песчано-глинистой массой преимущественно кварц-гидрослюдистого состава. На дифрактограммах ориентированных препаратов в основном фиксируются интенсивные острые, почти симметричные базальные отражения гидрослюды с периодичностью 10,0 Å по оси «С» (фиг. 1, 1а). При этом каких-либо заметных следов ее деградации не наблюдается, поскольку эти отражения остаются стабильными после часыщения препаратов этиленгликолем. Следует отметить, что на ди-

фрактограммах проявляется незначительная примесь каолинита в виде слабых рефлексов с межплоскостным расстоянием 7,12—7,14 и 3,55—3,57 Å.

Электроннографическими исследованиями устанавливается, что эта гидрослюда диоктаэдрическая и соответствует модификации $2M_1$. На электронномикроскопических снимках частицы ее имеют изометричнопластинчатый габитус (фиг. 2, а, б). Значительно реже встречаются частицы в виде тонких удлиненных пластинок. Электроннографическая картина последних, как будет показано ниже, соответствует диоктаэдрической гидрослуде $1M$. Наряду с гидрослюдистыми частицами на электронномикроскопических снимках встречаются единичные идиоморфные кристаллы каолинита.



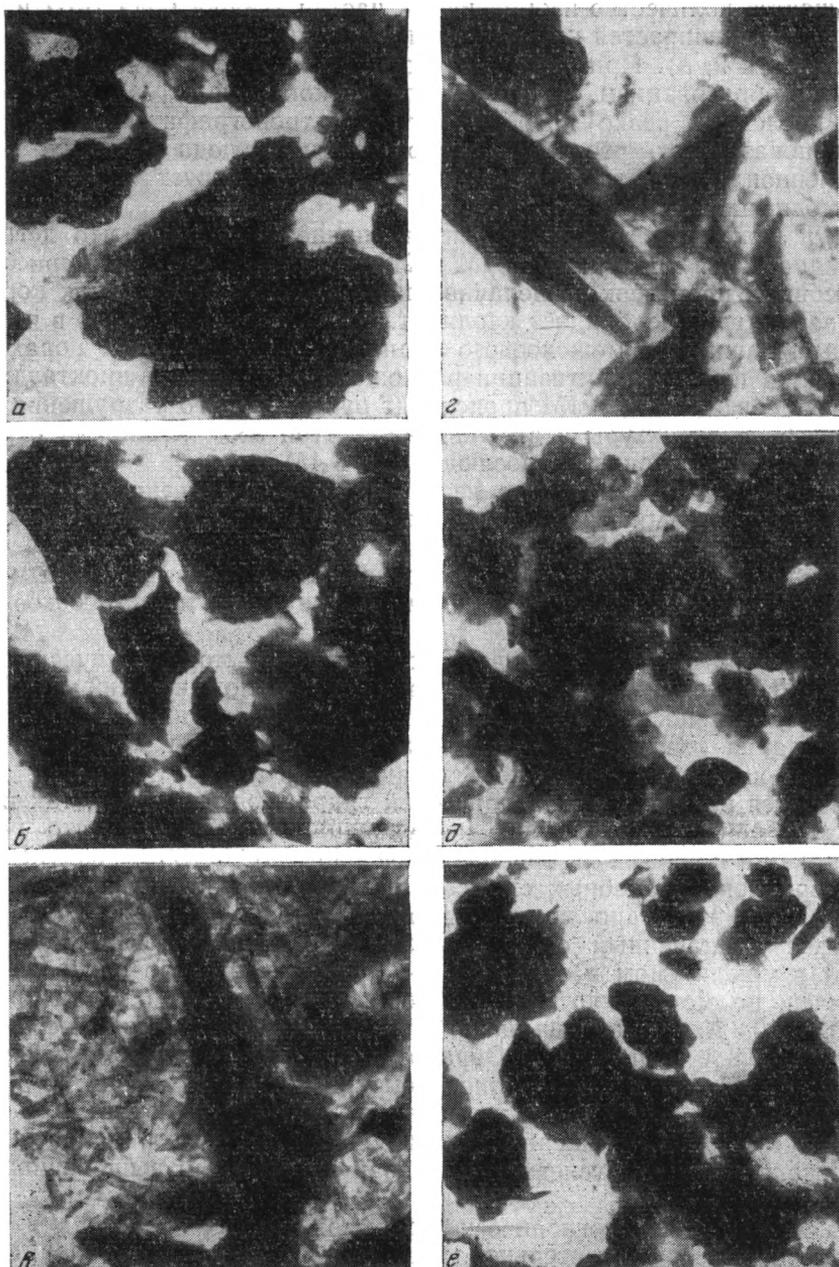
Фиг. 1. Дифрактометрические кривые глинистой фракции (Трехозерная площадь)

фракция выделена из:

1, 2, 3 — кор выветривания кварц-серицитовых сланцев, скв. 21, образцы соответственно 7, 4, 2, глубина соответственно 1568, 1551, 1532 м; 4 — уплотненной глины (тюменская свита), скв. 67, обр. 15, глубина 1566 м. а — природный образец; б — образец, насыщенный этиленгликолем

Выше по профилю выветривания продукты разложения кварц-серицитовых сланцев становятся более светлыми и менее плотными. По некоторым скважинам установлено, что более изменены не верхние, а средние части их разреза. Подобные изменения сопровождаются, во-первых, увеличением количества каолинита, во-вторых, отрицательной полиморфной трансформацией гидрослуды $2M_1$ в $1M$ и, в-третьих, гидрослюда обеих модификаций подвергается незначительной деградации (в понимании Ч. Е. Уивера), что выражено в частичном выщелачивании межслоевого катиона и образовании разбухающих монтмориллонитоподобных слоев до 20—30%. При этом не происходят изоморфные замещения в тетраэдрах, т. е. разбухающие слои не являются истинно монтмориллонитовыми, и заряд на слой в элементарной ячейке остается унаследованным от гидрослуды. Достаточно сказать, что после обработки однонормальным раствором КОН (15 час.) по методу Ч. Е. Уивера (1962) монтмориллонитоподобные слои приобретают устойчивую структуру гидрослуды.

На дифрактограммах отмеченные выше изменения проявляются соответствующим уменьшением интенсивности базальных отражений гидрослуды (фиг. 1, 2а, 3а). Рефлекс, равный 9,9 Å, по мере увеличения интенсивности каолинитовых отражений становится асимметричным (постепенный спад интенсивности в направлении больших и более резкий — в направлении меньших углов). Нередко межплоскостное расстояние этого рефлекса увеличивается до 10,2 Å или он осложняется менее интенсивным выступом в интервале 10—10,4 Å. После насыщения этиленгликолем описываемый рефлекс становится симметричным, и межплоскостное расстояние его приобретает значение $d=9,8$ Å (фиг. 1, 2б, 3б). Подобное поведение образцов при насыщении этиленгликолем



Фиг. 2. Электронномикроскопические снимки глинистой фракции (Трехозерная площадь)

Фракция выделена из:

а, б, в, г — кор выветривания кварц-серицитовых сланцев, скв. 21 (а, б — обр. 4, глубина 1551 м; в, г — обр. 2, глубина 1532 м); д, е — уплотненной глины тюменской свиты (д — скв. 67, обр. 15, глубина 1566 м; е — скв. 66, обр. 23, глубина 1521 м)

указывает на наличие в структуре этой гидрослюды очень незначительного количества разбухающих монтмориллонитоподобных слоев (до 20—30%).

В зависимости от степени изменения кварц-серицитовых сланцев вверх по разрезу на электронномикроскопических снимках заметно

уменьшается количество изометричных частиц (гидрослюда $2M_1$) и вместе с тем увеличивается количество гидрослюда удлиненнопластинчатой формы (фиг. 2, в). При этом нередко удается проследить расщепление первых с образованием удлиненных пластинок (фиг. 2, г). В верхних зонах последние резко преобладают. Электронографические исследования показывают, что преобладающая гидрослюда в этих зонах (удлиненнопластинчатая форма частиц) соответствует диоктаэдрической модификации 1М.

Из изложенного выше становится вполне очевидным, что деградация гидрослюда модификаций 1М и $2M_1$ незначительна даже при более интенсивных процессах выщелачивания в самых верхних зонах кор выветривания, где преобладает каолинит. Она выражается лишь в частичном выщелачивании межслоевого калия. Следовательно, в корах выветривания при каолинитизации разложение серицита и диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$ и 1М происходит путем полного разрушения кристаллической структуры этих минералов. При этом возможна отрицательная трансформация гидрослюда $2M_1$ в 1М.

В свете изложенного выше весьма интересно изучение степени деградации диоктаэдрической гидрослюда в глинистых континентальных отложениях, сформировавшихся вблизи питающей провинции, поскольку частицы гидрослюда при транспортировке их пресными водными потоками могли испытать интенсивное механическое и химическое разрушение.

В связи с этим мы исследовали структурные и морфологические особенности гидрослюда в глинистых пойменных отложениях юры (тюменская свита), непосредственно перекрывающих описанные выше коры выветривания кварц-серицитовых сланцев фундамента.

Электронографическими исследованиями в этих отложениях устанавливается наличие диоктаэдрической гидрослюда как $2M_1$, так и 1М. При этом рентгенографические исследования показывают, что гидрослюда, как и в корах выветривания, содержит до 20—30% разбухающих монтмориллонитоподобных слоев. На дифрактограммах необработанного образца эта гидрослюда либо фиксируется в виде асимметричного рефлекса (постепенный спад интенсивности в направлении меньших углов) с максимумом в области 10 Å (фиг. 1, 4а), либо он более симметричен, но межплоскостное расстояние его при этом увеличивается до 10,2—10,3 Å. После насыщения этиленгликолем рефлекс смещается в область 9,8 Å (фиг. 1, 4б). Обработка образцов однонормальным раствором КОН показывает полное сокращение разбухающих фрагментов гидрослюда до 10 Å. Отсюда следует, что разбухающий компонент в решетке последней, как и в гидрослуде коры выветривания кварц-серицитовых сланцев, генетически связан с частичным выщелачиванием межслоевого калия.

На электронномикроскопических снимках глинистые частицы в целом характеризуются относительно меньшими размерами и значительно худшей сохранностью граней, чем в корах выветривания (фиг. 2, д, е). Следует отметить, что идиоморфный каолинит и удлиненнопластинчатая разновидность гидрослюда в этих отложениях встречаются значительно реже по сравнению с верхними зонами кор выветривания кварц-серицитовых сланцев. Очевидно, основная часть подобных кристаллов разламывается в процессе переотложения тонкодисперсного материала.

Из этих данных следует, что даже при транспортировке частиц гидрослюда пресными водами, где не исключена возможность их неоднократного переотложения, они не претерпевают столь значительных структурных преобразований, могущих вызвать появление промежуточных трехслойных фаз. Эти изменения проявляются лишь в частичном

выщелачивании межслоевого катиона. Процессы транспортировки больше всего обуславливают увеличение дисперсности глинистых частиц независимо от минерального состава.

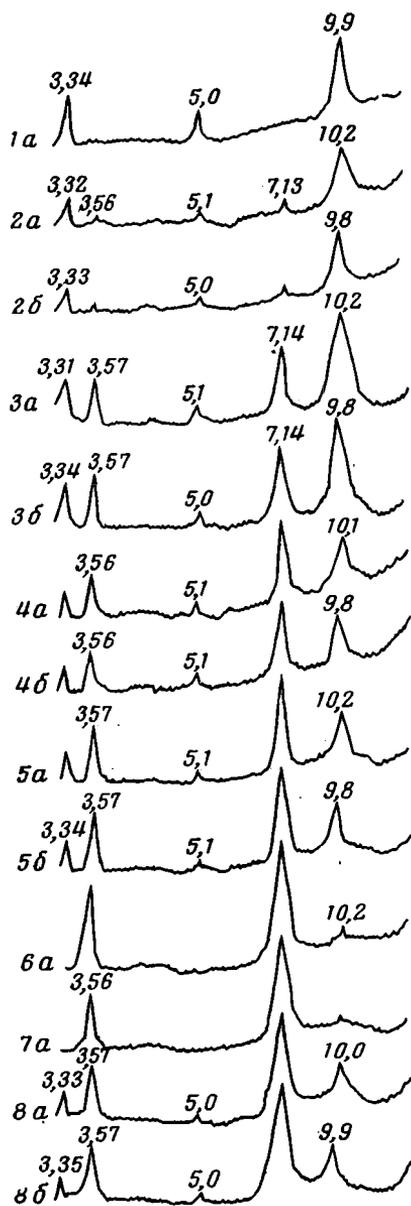
Можем ли мы судить о степени деградации гидрослюда по погрешенным продуктам выветривания кварц-серицитовых сланцев и перекрывающих их глинистых пород, в настоящее время находящихся под мощной толщей (до 1500 м) осадочных отложений? А может быть, на окончательный минеральный облик этих пород повлияли наложенные эпигенетические процессы? Для окончательного суждения о степени деградации диоктаэдрической гидрослюда и серицита потребовались дополнительные исследования.

Для этого нами изучались древние коры выветривания глинистых сланцев (Южный купол Чадобецкого поднятия), в ряде случаев непосредственно выходящие на поверхность в тесном сочетании с продуктами их перетолжения. В последних нередко наблюдаются незначительные скопления железистого боксита, источником которого, как будет показано ниже, были коры выветривания глинистых сланцев. Таким образом, мы можем проследить степень деградации диоктаэдрической гидрослюда не только при процессах каолинитизации, но и латеритизации. Этот объект удобен и в том отношении, что здесь коры выветривания глинистых сланцев имеют большую мощность (100 м и более) и вследствие сложного геологического строения находятся на различных стадиях преобразования: от неизменных до почти полностью каолинитизированных разностей.

Южный купол Чадобецкого поднятия осложнен интенсивной деятельностью трубок взрыва, реже даек кимберлитового состава. На основании петрографических данных и полевых наблюдений можно полагать, что внедрение кимберлитовой магмы происходило неоднократно-пульсационно, ибо наблюдаются обломки кимберлитов, окруженные каймой иной фазы внедрения. Естественно, что такое воздействие взрывных процессов очень сильно отразилось на вмещающих породах. Поэтому в зоне экзоконтакта они были интенсивно раздроблены, что способствовало глубинному проникновению агентов выветривания и развитию мощной коры.

Неизменные глинистые сланцы состоят из диоктаэдрической гидрослюда $2M_1$ и серицита (фиг. 3, 1а). Нижняя зона кор выветривания по ним сложена частично деградированной гидрослюдой (выщелачивание межслоевого калия), в решетке которой содержание разбухающих слоев не превышает 20%. Достаточно сказать, что межплоскостное расстояние первого базального рефлекса гидрослюда увеличивается до 10,2 Å против 9,9 Å невыветрелого образца (фиг. 3, 2а). После насыщения этиленгликолем это отражение смещается в область 9,8—9,7 Å. Последующее прокаливание вызывает уменьшение его межплоскостного расстояния до 9,9 Å (фиг. 3, 2б).

Выше по разрезу профиля выветривания наряду с отражениями частично деградированной гидрослюда на дифрактограммах появляются слабые базальные рефлексы каолинита 001 и 002, соответственно равные 7,14 и 3,56 Å. Дальнейшее прослеживание степени изменения этих пород показывает увеличение относительного количества каолинита и гидрослюда $1M$ (фиг. 3, 3а, 4а, 5а). При этом гидрослюда независимо от модификации по степени деградации (в смысле выщелачивания межслоевого калия) не отличается от нижних, менее измененных зон. В самых верхних зонах выветривания (глубина до 25 м) гидрослюда почти постоянно замещается каолинитом (фиг. 3, 6а). Кроме того, термодифрактическими исследованиями здесь устанавливается наличие гетита и гидрогетита. В этих зонах рефлексы гидрослюда становятся очень слабыми и по ним, естественно, трудно судить о степени ее деградации.



Фиг. 3. Дифрактометрические кривые глинистой фракции, выделенной из кор выветривания глинистых сланцев (Чуктуконская площадь)

1 — шурф 95, обр. 6 глубина 8 м; 2, 3, 4, 5, 6.— скв. 16, образцы соответственно 23, 20, 14, 9, 3, глубина соответственно 59, 48, 30, 18 м; 7, 8 — скв. 71, образцы соответственно 34, 16, глубина соответственно 92, 33 м; а — природный образец; б — образец, насыщенный этиленгликолем

Однако в целом по профилю выветривания глинистых сланцев даже при интенсивных процессах каолинитообразования гидрослюда остается слабодegradированной, т. е. количество разбухающих монтмориллонитоподобных слоев, как и в нижних зонах, не превышает 20% (фиг. 3, 3б, 4б, 5б). Примерно такая же степень деградации гидрослюда сохраняется в экзоконтактных зонах дробления этих сланцев (скв. 13), где коры выветривания получили максимальное развитие. Здесь даже на глубине 86 м (забой скважины) отмечается относительно равное содержание каолинита и частично degraded гидрослюда.

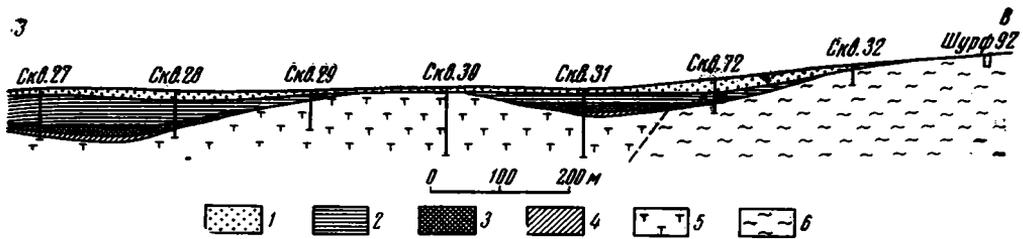
Из всего изложенного становится вполне очевидным отсутствие промежуточных фаз при каолинитизации диоктаэдрической гидрослюда как в погребенных корях выветривания, так и в корях выветривания, находящихся вблизи поверхности. В обоих случаях деградация выражается в частичном выщелачивании межслоевого калия.

И, наконец, в подтверждение этому тезису немного остановимся на характере деградации диоктаэдрической гидрослюда в наиболее измененных переотложенных продуктах глинистых сланцев.

По периферии южного купола Чадобецкого поднятия и за его пределами верхние зоны выветривания глинистых сланцев смыты и остались лишь представленные частично degraded гидрослюдой (шурф 92) их нижние корни, мощность которых обычно не превышает 3—4 м. Здесь отмечается общее окремнение пород. По-видимому, грунтовые воды перемещали кремнезем в более низкие горизонты кор выветривания, где происходило окремнение глинистых сланцев и образование чистых кремнистых пород, состоящих из опала и халцедона. Причем на окремненных глыбах наблюдаются натечные образования

почковидной формы синевато-черного цвета, состоящие, по рентгенографическим исследованиям, из пиролюзита.

Судя по тому, что аккумуляция кремнезема в нижних горизонтах коры выветривания за пределами купола была значительной, можно предположить, что в уничтоженной размывом части коры выветривания



Фиг. 4. Фрагмент геологического профиля через центральную часть южного купола Чадобецкого поднятия

1 — современные отложения; 2 — переотложенные коры выветривания; 3 — бокситоносные отложения (бокситы и глиноземистые бурые железняки); 4 — красновато-бурые глины; 5 — жимберлиты и их коры выветривания; 6 — глинистые сланцы и их коры выветривания

глинистых сланцев образовались соединения свободного глинозема. Они, возможно, и послужили источником глинозема на Чуктуконском бокситовом рудопроявлении. Этот материал снесен и переотложен с периферии купола в неглубокие впадины и котловины, приуроченные к местам развития мощной коры трещинного характера, охватывающей весь южный купол, что хорошо иллюстрируется геологическим разрезом (фиг. 4). Бокситы и бурые железняки распространены в участках древнего рельефа; они подстилаются глинистым материалом кирпично-красного и красновато-бурого цвета, мощность их не превышает 2—3 м.

На бокситах и бурых железняках происходит накопление озерно-болотных отложений, представляющих продукты размыва более низких горизонтов. Они сложены глиной серого и зеленовато-серого цветов с прослоями алевритистых и песчанистых разностей. Местами в них отмечаются мелкие углефицированные растительные остатки, реже наблюдаются прослои более крупных полуобугленных растительных остатков длиной 10—15 см. Низы этих глин имеют чистый каолиновый состав с рентгеновскими рефлексами $(001) = 7,14$ и $(002) = 3,57$ Å (фиг. 3, 7a). Выше, на глубинах 20—40 м, отмечается почти равное содержание каолинита и гидрослюды (фиг. 3, 8a); здесь хорошо выражены базальные рефлексы гидрослюды с межплоскостными расстояниями 10 и 5 Å. Следует отметить, что форма первого пика несколько асимметрична, наблюдается слабое размытие в сторону малых углов. После насыщения этиленгликолем значение межплоскостного расстояния смещается до 9,8—9,9 Å (фиг. 3, 8б), а после прокаливания этот пик приобретает значение $d = 10$ Å и становится симметричным. Обработка образцов однонормальным холодным раствором КОН способствует стабилизации структуры гидрослюды. Это служит свидетельством частичной дегградации гидрослюды, в решетке которой количество разбухающих монтмориллонитоподобных слоев, так же как и в гидрослюде структурного элювия сланцев, не превышает 20%. Выщелачивание калия из слюды этих отложений, скорее всего, происходило не при транспортировке их водными потоками, а в условиях корообразования (выветривания), ибо соотношение каолинита и частично деградированной гидрослюды по разрезу как бы повторяет профиль выветривания глинистых сланцев, но только в перевернутом виде.

ВЫВОДЫ

1. При каолинитообразовании в корях выветривания кварц-серицитовых сланцев происходит отрицательная полиморфная трансформация гидрослюды $2M_1$ в 1M.

2. Эти модификации гидрослюды в разных по интенсивности выветривания зонах как кварц-серицитовых, так и глинистых сланцев не

дают при разрушении переходных фаз: гидрослюда → вермикулит → монтмориллонит, по Ж. Лука (Lucas, 1962) и Ж. Милло (1968). Происходит лишь их частичная деградация, обусловленная выщелачиванием межслоевого калия. При этом содержание разбухающих монтмориллонитоподобных слоев в решетке гидрослюда не превышает 20—30% независимо от интенсивности ее каолинитизации в условиях выветривания или возможного выщелачивания при транспортировке пресными водами.

3. Основным направлением процессов каолинитообразования не только мусковита (Коссовская, 1968), но и диоктаэдрической гидрослюда 1М и 2М₁, является полное разрушение трехслойной структуры, т. е. происходит непосредственное образование из гидрослюда каолинита. Этому предшествует лишь частичное выщелачивание межслоевого калия.

ЛИТЕРАТУРА

- Коссовская А. Г. Типизация и генетическое значение смешанно-слоистых минералов глин.—В сб.: Физические методы исследования минералов осадочных пород.—«Наука», 1966.
- Милло Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
- Уивер Ч. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, хлорита и вулканогенного материала. В сб. Вопросы минералогии глин. Изд. иностр. лит., 1962.
- Brown G. The dioctahedral analogue of vermiculite.—Clay Min. Bull., 1953, 2, No. 10.
- Lucas J. La transformation des mineraux argileux dans la Sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Ser. Carte Geol. d'Alsace, et Lorraine, 1962.
- Rich C. Muscovite weathering in a soil developed in the Virginia piedmont. Clays and clay minerals, Publ., 566, 1958.
- Tamura T. Weathering of mixed-layer clays in soils. Clays and clay minerals, Publ. 456, 1956.

Государственный научно-исследовательский
и проектный институт
«Гипротюменьнефтегаз»,
г. Тюмень

Дата поступления
14.V.1969

УДК 552.14 (574)

ОБ АЛЛОФАНИЗАЦИИ КАОЛИНИТА

Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ, А. Л. ДМИТРИК

В статье приводятся наблюдения авторов о преобразовании кристаллов каолинита в аллофан в выветрелых породах, увенчанных почвами, возникшими в мел-палеоценовое время на континентальных отложениях в перемененно влажных участках травянистой саванны.

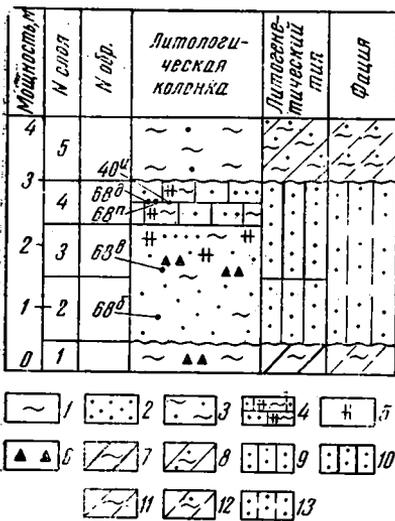
В почвах аллофан наблюдается довольно часто (Гримм, 1959; Горбунов, 1963; Милло, 1968; Beutelpacher, 1968; Fildes, 1955; Jackson, 1959; Kanehiro Yoshinori, Whitting Lynn D., 1961; Carmen Sanchez Calvo Maria del., 1961; и др.).

Наиболее полные сведения об этом минерале содержатся в работе К. А. Вада (Wada, 1957). Однако вопрос о путях его образования еще не достаточно ясен. По данным Н. И. Горбунова (1963), «есть основания предполагать, что аллофан синтезируется в почве в результате взаимодействия кремнекислоты и гидроокиси алюминия, образовавшихся при разрушении первичных и вторичных минералов, а также из золы отмерших растительных остатков» (стр. 54).

На примере изучения горизонтов выветривания мел-палеоценовой северозайсанской свиты Восточного Казахстана можно сделать и еще один вывод: аллофан возник в древних почвах непосредственно из кристаллов каолинита вследствие их аморфизации.

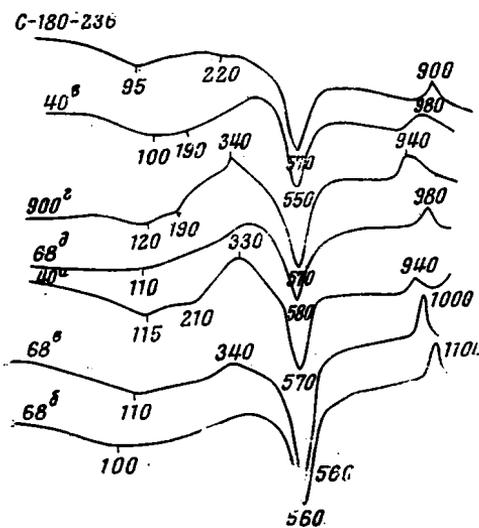
Отложения северозайсанской свиты пользуются широким распространением в пределах Восточного Казахстана (Ерофеев, 1969; Ерофеев, Ржаникова, Цеховский, 1966; Цеховский, Ерофеев, 1969; Цеховский и др., 1969). Наиболее полные ее разрезы установлены в Зайсанской впадине, где данная толща залегает с разрывом на образованиях верхнемезозойской коры выветривания и перекрывается отложениями турангиноской свиты эоценового возраста. Максимальная мощность характеризуемых осадков достигает здесь 200 м.

В строении северозайсанской свиты принимают участие обычные континентальные осадки: пролювиальные, русловые, пойменные делювиальные, пролювиально-озерные фации. Особенность строения ее разрезов — частое появление в них осадков, сильно преобразованных процессами почвообразования и выветривания: эти осадки были выделены в горизонты выветривания (Цеховский, Ерофеев, 1969). Строение и минералогический состав профилей выветривания позволяют различать среди них две основные группы пород: тяготеющие к увлажненным участкам саванны (террасам и поймам рек, побережьям озер), заросшим влаголюбивой субтропической древесной растительностью; формирующиеся на открытых участках саванны, слагающие междуречья и водоразделы низменной аккумулятивной равнины, покрытые травянисто-кустарниковой растительностью, где более резко проявлялась смена сезонных периодов увлажнения и засух. В верхних частях почвенного профиля последней группы пород и отмечается процесс аллофанизации каолинита. В качестве иллюстрации приведем описание одного из таких типичных горизонтов выветрелых пород, расположенного у сопок



Фиг. 1. Разрез профиля выветривания у сопок Керши.

Литологический состав: 1 — глина; 2 — песчанистая глина; 3 — песок заглинизированный; 4 — песчанник с глинисто-кремнистым цементом; 5 — вертикальные пятна окремнения; 6 — вертикальные пятна ожелезнения. Литогенетические типы: 7 — глины плотные с вертикальными пятнами и полосами ожелезнения, не слоистые; 8 — глины песчаные, неслоистые; 9 — пески кварцевые с мелкой косоволнистой слоистостью; 10 — пески с вертикальными пятнами ожелезнения и окремнения, в верхней части переходящие в песчанники с кремнисто-глинистым цементом и нарушенной мелкой косоволнистой слоистостью. Фации: 11 — глинистых пролювиально-озерных осадков слабо наклонной низменной равнины; 12 — песчано-глинистых пролювиальных осадков слабо наклонной низменной равнины; 13 — песчаных осадков русла мелкой ривинной реки



Фиг. 2. Кривые нагревания образцов глин (фракция <0,001)

Разрез Керши, Северное Приазовье: обр. 68^Б — глина чешуйчатой микроструктуры из песков, не затронутых выветриванием; обр. 68^В — глина чешуйчатой микроструктуры с резкими выделениями колломорфной, из песков, слабо затронутых выветриванием; обр. 68^А — глина аутигенная колломорфной микроструктуры из цемента песчанников, сильно преобразованных выветриванием; обр. 40^Н — глина аутигенная колломорфной микроструктуры из цемента песчанников, сильно измененных выветриванием. Разрез Чапельмес, Северное Приазовье: обр. 900^Г — глина аутигенная колломорфной микроструктуры из цемента песчанников, сильно преобразованных выветриванием. Разрез Керши, обр. 40^В — глина чешуйчатой и колломорфной микроструктур с вертикальными пятнами и полосами ожелезнения и окремнения (сильно выветрелая). Разрез ска. 180, глубина 236 м, Северное Приазовье: обр. с-180-236 — глина колломорфной и чешуйчатой микроструктуры с вертикальными пятнами ожелезнения (сильно выветрелая)

Керши в Северном Приазовье. Здесь обнажается средняя часть разреза свиты (фиг. 1), породы имеют горизонтальное залегание (снизу вверх):

1. Глинистые осадки, имеющие пролювиальный генезис. Видимая мощность 2 м
2. С размывом залегают пески белые среднезернистые с линзами ожелезнения, имеющие мелкую косоволнистую слоистость (Русловая фация) мощность 1 м
3. В песках местами встречаются линзы пойменных алевритов, одновременно в породах — вертикальные пятна и полосы гетита и опала мощность 1 м
4. Породы уплотняются и переходят в песчанник, плотный серый с вертикальными пятнами и полосами ожелезнения с глинисто-опаловым цементом. Первичная косоволнистая слоистость осадков здесь сильно нарушена. Они приобретают комковатую отдельность, в них иногда видны следы корешков мощность 0,7 м
5. Пачка глин, серых пролювиально-озерных, с размывом, залегающих на подстилающих осадках и характеризующих собой начало нового седиментационного цикла мощность 2 м

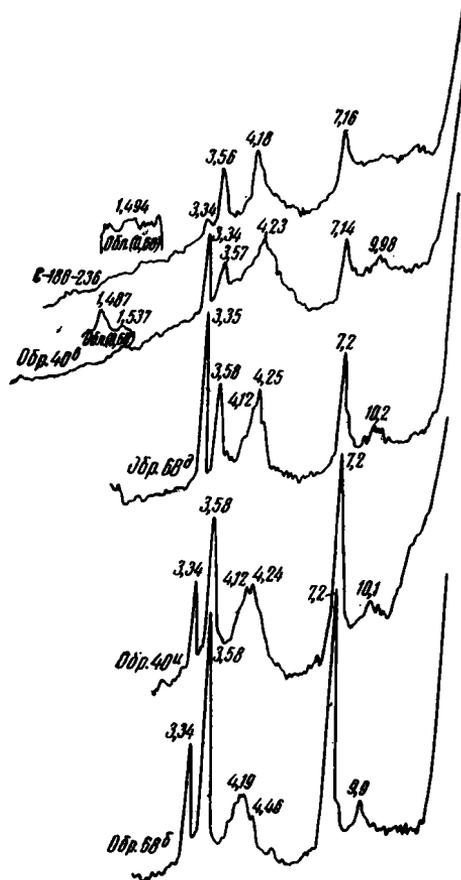
Таким образом, слои 3 и 4 образуют профиль выветривания, сформировавшийся на русловых отложениях, не измененных гипергенными процессами в нижней части разреза (слой 2). В данном профиле выветривания была отобрана серия образцов 68^б, 68^в, 40^н, 68^п, 68^д; три последних взяты из наиболее сильно выветрелых пород (слой 4), на расстоянии 3—5 м один от другого по простиранию пласта.

Не измененные и слабо измененные выветриванием породы (обр. 68^б—слой 2 и обр. 68^в—нижняя часть слоя 3) слагаются среднезернистыми песками. Обломочный материал представлен в них в основном кварцем (до 95%). В виде единичных зерен установлен микроклин, мусковит, обломки кварцитов. В тяжелой фации наиболее часто встречается ильменит, магнетит, а также циркон и турмалин.

Глина наблюдается в заполнителе и образует чешуйчатые агрегаты $N=1,552—1,558$. Кривые нагревания пелитовых фракций этих образцов (фиг. 2, обр. 68^б, 68^в) типично каолиновые с хорошо выраженной эндотермической остановкой в интервале 560° и экзотермической остановкой—1000—1100°. Ее каолиновый состав подтверждается и приведенной дифрактограммой (фиг. 3, обр. 68^б) (базальные рефлексы 7,2; 3,58 Å). В качестве примеси присутствует гидрослюда (рефлекс 9,9 Å) и кварц (рефлекс 3,34 Å). После прокаливания образцов рефлексы каолинита исчезают, а кварца и гидрослюда сохраняются. Под электронным микроскопом эти не измененные выветриванием глины представлены довольно крупными частичками каолинита с ясно выраженными гранями (фиг. 4, а), имеющими четкую микродифракционную картину (см. фиг. 4, а), свидетельствующую о их кристаллическом строении.

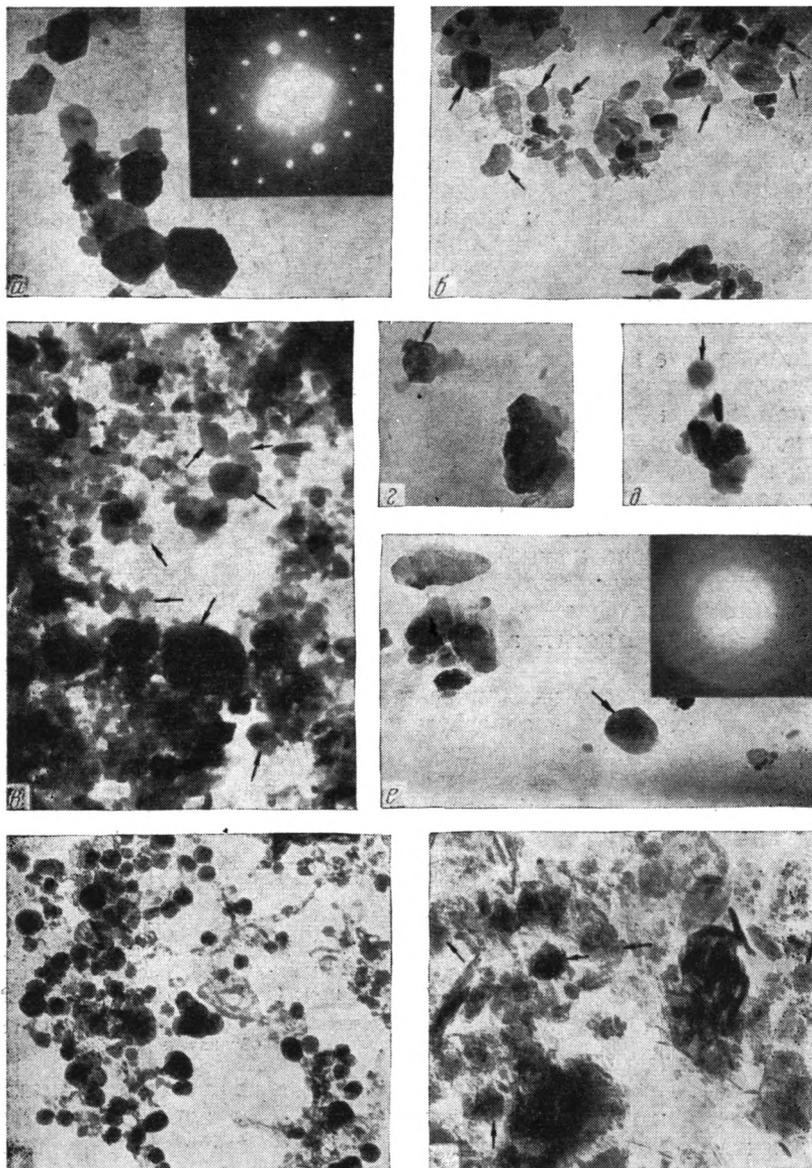
Результаты силикатного анализа существенно каолиновых глин исходных и слабо измененных выветриванием пород (обр. 68^б, 68^в) приведены в таблице.

Какие же преобразования испытывает данный кварц-каолиновый по составу исходный материал в горизонте выветривания. Эти изменения хорошо проявляются в верхней части слоя 3 и особенно интенсивно в слое 4. Зерна кварца здесь сильно корродированы опалом и колломорфным глинистым веществом. Последнее в верхней части профиля полностью замещает исходные чешуйчатые агрегаты в цементе песчаников, а также развивается по зернам микроклина и мусковита. Аутигенная глина представлена под микроскопом светлыми и бледно-желтыми агрегатами; в скрещенных николях она имеет зональное угасание и интерферирует светло-желтыми и серовато-желтыми тонами первого порядка. Замеры показателей преломления свидетельствуют, что их зна-



Фиг. 3. Дифрактограммы образцов глин (фракция $<0,001$), насыщенных глинерином: 68^б, 40^н, 68^в, 40^в, с-180-236

Описание образцов приведено в условных обозначениях к Фиг. 2



Фиг. 4. Электронно-микроскопические снимки глинистых частиц (фракция $<0,001$) и их микродифракционные картинки

Разрез Керши, $\times 25\ 000$: а — обр. 68^б; б — обр. 40^н; в — обр. 68^д; г, д, е — обр. 40^н. ж (левый нижний) — разрез по скв. 180 глубина 236 м, $\times 65\ 000$, обр. с-180-236; з (правый нижний) — разрез Керши $\times 25\ 000$, обр. 40^н

чения колеблются в интервале $N = 1,528—1,531$. Результаты силикатного анализа аутигенных глин (фракция $<0,001$) из разреза Керши (обр. 40^н, 68^н) приведены в таблице. Как видно, существенной разницы в составе исходных и выветрелых глин не наблюдается. Во всех исследованных образцах $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ после вычета обломочного кварца и SiO_2

аморфной, не связанной с растворимым Al_2O_3 2,08—2,14. На кривых нагревания глинистых фракций (см. фиг. 2, обр. 40^н, 68^н) видно, что по сравнению с исходными разностями (обр. 68^б, 68^в) происходит со-

Результаты силикатного анализа глин (фракция <0,001) из прсфия выветривания у сопки Керши

Компоненты	Глины чешуйчатые исходные		Глины колломорфные аутигенные	
	Обр. 68 ^б	Обр. 68 ^в	Обр. 40 ^и	Обр. 68 ^п
SiO ₂	54,62	49,55	57,27	51,59
TiO ₂	1,06	0,64	0,75	0,90
Al ₂ O ₃	26,91	26,59	23,95	28,29
Fe ₂ O ₃	3,58	7,24	3,12	2,71
FeO	Нет	0,21	Нет	0,24
CaO	1,91	0,71	0,43	0,89
MgO	Нет	0,59	0,50	0,28
Na ₂ O	0,24	0,30	0,51	0,19
K ₂ O	0,96	1,09	1,17	0,89
MnO	0,03	0,02	Нет	0,01
P ₂ O ₅	0,03	0,15	0,13	Не опр.
H ₂ O ⁺	9,45	9,52	9,17	10,81
H ₂ O ⁻	1,50	3,03	2,26	2,76
CO ₂	Нет	Нет	Не опр.	Нет
C	Нет	0,15	0,80	Нет
Σ	100,29	99,79	99,93	99,89
Кварц	0,37	3,54	2,50	2,76
Аморф. SiO ₂	Не опр.	12,37	16,14	12,94
Растворимый Al ₂ O ₃	Не опр.	0,04	0,55	1,78
$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Не опр.	2,11:1	2,08:1	2,14:1

кращение высоты каолиновых пиков (570—580° и 940—980°) и появляется дополнительная эндотермическая остановка в интервале 210°. На дифрактограммах данных проб (см. фиг. 3, обр. 40^и, 68^д) также хорошо выражено сокращение базальных каолиновых рефлексов (7,2 и 3,58 Å) по сравнению с обр. 68^б. Помимо каолинита в пробах присутствует небольшая примесь гидрослюд (рефлексы 10,1; 10,2 Å), количество которых по сравнению с исходной породой почти не изменяется. В то же время какие-либо новые аутигенные минералы, связанные с разрушением глинистого вещества, на рентгенограммах не проявляются. После прокаливании проб каолиновые рефлексы на дифрактограммах исчезают. На электронных микрофотографиях данных образцов аутигенных глин (см. фиг. 4, б, в, г, д, е) видно, что глинистое вещество имеет сложное строение:

1. Некоторая часть слагающих его зерен представлена мелкими, хорошо ограниченными кристалликами шестиугольной формы (дисперсированный каолинит), имеющими четкую микродифракционную картину, подобную приведенной на фиг. 4, а.

2. Очень часто можно наблюдать также полукруглившися кристаллики каолинита, причем иногда у них хорошо выражены все шесть граней и углов, в других случаях сохраняется одна либо несколько граней, остальные округляются. На приведенных микрофотографиях (фиг. 4, б, в, г, д, е) часть этих полукруглых частичек выделена стрелками.

В целом же в колломорфном глинистом веществе можно наблюдать все промежуточные стадии округления первично шестиугольной частички каолинита (см. фиг. 4, г, д, е). При этом микродифракционная картинка округлившися кристалликов становится нечеткой, и в конце концов исчезает (см. фиг. 4, е), что указывает на аморфное строение этих частичек. По своей форме они очень напоминают аллофан (Грим, 1959). Подобное изменение глинистого вещества можно наблюдать и в колломорфном глинистом веществе из других разрезов горизонтов выветривания Северного

Призайсанья (обр. 40^в, с-180-236, 900^г и др.). На приведенных термограммах (см. фиг. 2) этих проб также фиксируется выполаживание термических пиков, появляется дополнительная эндотермическая остановка в интервале 190—220, на дифрактограммах (фиг. 3) фиксируется и сокращение амплитуды базальных рефлексов каолинита. На электронных микрофотографиях хорошо видны слагающие их округлые частички каолинита, которые в ряде участков препарата имеют шаровидную форму (см. фиг. 4, ж) и лишены микродифракционной картины.

Следовательно, процесс аллофанизации каолинита широко развит в погребенных профилях выветривания северозайсанской свиты. Возникающее при этом аутигенное колломорфное глинистое вещество слагается смесью диспергированного каолинита, аллофанизированного каолинита и аллофана. Соотношение между этими минералами в исследованных образцах оказывается различным. Поэтому на приведенных дифрактограммах и термограммах величина пиков и рефлексов каолинита изменяется. Этим же можно объяснить и резкое колебание значений показателей преломления аутигенных глин. У менее аллофанизированных разновидностей каолинита $N = 1,549—1,555$, у более аллофанизированных $N = 1,518—1,532$ (для сравнения отметим, что у чистого каолинита $N = 1,560—1,566$, у аллофана $N = 1,47—1,51$). Возможно, что на значения показателей преломления колломорфного глинистого вещества влияет и опал, тонко распыленный в породе, который не сразу можно различить под микроскопом, но он повсеместно обнаруживается в аутигенных глинах с помощью химического анализа (см. таблицу). В образцах глинистых фракций (40^н, 68^п) содержание SiO_2 аморфной соответственно составляет 16,14 и 12,94% (у опала $N = 1,44—1,47$).

Круглые аллофановые частички не представляют собой последней стадии разрушения каолинита. В тех же образцах 40^н, 68^п под электронным микроскопом наблюдаются участки, где хорошо видно, как округлые аллофановые частички распадаются на бесформенную хлопьевидную массу, также имеющую аморфное строение (см. фиг. 4, з). В ней местами различимы как полуразъеденные округлые частички (они показаны стрелками), так и хлопьевидная масса, не обладающая микродифракцией. Подобное вещество различимо только под электронным микроскопом и слагает небольшие участки среди основной массы аллофанизированного каолинита. Но все-таки оно весьма характерно для измененных выветриванием аутигенных глин и обнаружено в целой серии образцов (40^н, 40^в, с-180-236, 900^г и др.). Как-либо выделить, сконцентрировать и более детально изучить это вещество нам пока не удалось; скорее всего, его можно отнести также к аллофану, распавшемуся в бесформенную массу.

Напрашивается и еще одно предположение: не может ли эта хлопьевидная масса оказаться монтмориллонитом. Явление монтмориллонитизации каолинита наблюдала В. Н. Разумова (1961) в колломорфном глинистом веществе континентальных, мел-палеогеновых отложений Центрального Казахстана. Однако в наших образцах такой процесс зафиксировать не удалось. Как на дифрактограммах так и на дебаеграммах подозрительных с этой точки зрения образцов аутигенных глин (40^н, с-180-236, 900^г, 40^в и др.), примесь монтмориллонита не фиксируется. Поэтому пока, видимо, следует остановиться на аллофановой природе данного вещества. Интересно также, что появление данной хлопьевидной массы почти всегда сопровождается выделением в ней сгустков веретенообразных кристаллов (см. фиг. 4, з), природа которых также нами не выяснена. Но оба эти явления второстепенны. Таким образом, главный процесс этого типа почв — преобразование чешуйчатых разновидностей глин в колломорфные, которое сопровождается диспергацией и аллофанизацией каолинита, местами непосредственно до стадии алло-

фана. При этом, по-видимому, происходит сдвигание октаэдрических и тетраэдрических слоев в кристалле каолинита, и в результате возникают агрегаты с беспорядочным расположением данных структурных элементов, что характерно, по Р. Е. Гриму (1959), для аллофана. Следует отметить, что А. П. Виноградов и Е. А. Бойченко (1942) в лабораторных условиях наблюдали распад каолинита в результате жизнедеятельности диатомовых водорослей до аморфного вещества и гидратов глинозема и считали, что подобное явление может происходить в природных условиях (в том числе и в почвах). Приведенный выше материал подтверждает представления о неустойчивости каолинита в определенной обстановке зоны гиппергенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П., Бойченко Е. А. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями.— Докл. АН СССР, 1942, т. 37, № 4.
- Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. М. Изд. иностр. лит., 1959.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н., Цеховский Ю. Г. О стратиграфическом положении палеогеновой пестроцветной кремнистой галши в Семипалатинском Прииртышье.— Изв. КазССР. Сер. геол., 1966, № 4.
- Милло Ж. Геология глин. «Недра», 1968.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 46. М., «Наука», 1961.
- Цеховский Ю. Г., Ерофеев В. С. Горизонты выветривания в континентальных, мел-палеогеновых отложениях Восточного Казахстана. Литол. и полезн. ископ., 1969, № 2.
- Цеховский Ю. Г., Ржаникова Л. Н., Казакевич И. В. Палеогеновые отложения Чингиза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5.
- Beutelbacher H. Atlas of elektron microscopy of clay Minerals, and their admixtures.— Elsevier publishing Company. Amsterdam, London, New York, 1968.
- Carmen Sanchez Calvo Mariadel.— Alofan y otros coloides en las arcillas de Braunlehm y sus alteraciones en las Canarias occidentales.— An. edafol. y agrobiol.— 1961, 20, n. 4.
- Fildes M. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part. 2. Allofane and related mineral colloides. N. Z. J. Sci. and Technol. 1955, Bd. 37, n. 3.
- Kanehiro Yoshinori, Whitting Lynn D. Amorphous mineral colloids of soils of the Pacific region and adjacent areas. «Pacif. Sci.», 1961, 15, n. 3.
- Jackson M. L. Frequency distribution on clay minerals in major soil groups, as related to the factors of soil formation. «Clays and Clay Minerals.» London—New York—Paris—Los Angeles. Pergamon Press, 1959.
- Wada K. A. A structural scheme of soil allophane.— Am. Min. v. 52, No. 5—6, 1967.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Дата поступления
1.IV.1969

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ БОКСИТОВ
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Б. А. БОГАТЫРЕВ

Приводится минералого-петрографическая и геохимическая характеристика нижнемезозойских платформенных бокситов Средней Азии. Выделено два генетических типа бокситов: остаточный латеритный и осадочный; в осадочном освещено три подтипа: делювиальный, озерно-болотный, карстовый.

Детальное описание латеритных бокситов для нижнего мезозоя Средней Азии приведено впервые. Остаточные латеритные бокситы встречены на территории Кайракского месторождения (хребет Байсунтау), где они сохранились в виде останцов в верхней части разреза коры выветривания основных эффузивов кайракской свиты (C_1). Осадочные бокситы, накопившиеся в разных условиях, имеют различный минералого-петрографический состав и геохимические характеристики.

Делювиальные и частично карстовые бокситы, накопившиеся в окислительной обстановке, имеют каолинито-гематито-диаспоровый, реже лейкоксено-бемитовый составы.

Бокситы, накопившиеся в постоянных водоемах озерно-болотного типа с восстановительными условиями, имеют преимущественно шамозито-диаспоровый (бемитовый) состав с карбонатами, реже с сульфидами. Дается краткая оценка практической значимости разных генетических типов и подтипов бокситов.

Мезозойские бокситы на территории Средней Азии обнаружены в начале 30-х годов. Было предложено несколько генетических классификаций бокситов. Я. К. Писарчик (1947), М. Ф. Викулова (1948), Л. П. Коннов (1964) и другие выделили два типа бокситов: 1 — элювиальный (остаточные латеритные бокситы); 2 — осадочный (делювиальные, пролювиальные, долинные, карстовые, озерные и озерно-болотные бокситы). Другая группа исследователей, придерживающаяся хемогенно-осадочной гипотезы образования бокситов (Пейве, 1935; Гипп, 1964; Балагурова и др., 1964), выделяла только осадочные бокситы.

Наши наблюдения, как и работы С. К. Гиппа, показали, что бокситовые рудопроявления Янгоклык, Уаринский мост, Хауз и Кундаджуаз, которые ранее считались латеритными, представляют собой осадочные образования. Ни на одном из вышеперечисленных рудопоявлений бокситов не наблюдается ни постепенных переходов коры выветривания в бокситы, ни реликтов первичной структуры исходных пород. Кроме того, они, как правило, имеют обломочную текстуру и некоторые из них отделены от пород коры выветривания пластами и линзами сидеритов (рудопоявления Янгоклык, Уаринский мост). В то же время удалось установить присутствие и бесспорно остаточных (латеритных) бокситов.

В настоящей статье рассмотрены генетические разновидности бокситов (табл. 1).

Таблица 1

Типы	Подтипы	Примеры рудопроявлений
Остаточный (латеритный)	—	Кайрак (частично)
Осадочный	Делювиальный	Уаринский мост (частично)
	Озерно-болотный	Кайрак (частично) Кундаджуаз, Санджар, Хауз, Ак-Су
	Карстовый	Кара-Кия-Сай, Кштут, Шинг

Остаточные бокситы. Они обнаружены нами в районе Кайракского месторождения (хребет Байсунтау); топографически располагаются в верхней части разреза коры выветривания основных эффузивов кайракской свиты (С₁). Зоны, выделяющиеся в ее профиле ((сверху вниз), представлены в табл. 2.

Таблица 2

Зоны	Главные минералы	Мощность, м
Конечного гидролиза	Диаспор, каолинит, гематит	1—3
Гидролиза	Каолинит, гематит	5—8
Гидратации и выщелачивания	Гидрослюда, гидрохлорит, гипергенные кварц и кальцит	20—25
Дезинтеграции	Лабрадор — битовнит, диопсид — геденбергит, оливин, амфибол, пеннин и др.	5—10

Переходы между зонами постепенные. К зоне дезинтеграции относятся трещиноватые слабо измененные эффузивы — диабазы, базальтовые порфириды и их туфы. Объемный вес их 2,76 г/см³, эффективная пористость 0,96%.

Зона гидратации и выщелачивания сложена более рыхлыми пятнистоокрашенными породами. Главные минералы этой зоны — гидрослюда, гидрохлорит, окислы железа и гипергенные кварц и кальцит — образуют псевдоморфозы по плагиоклазам и темноцветным минералам, замещают основную массу породы. Объемный вес их 2,43—2,65 г/см³, эффективная пористость 15,70%.

Зона гидролиза выделяется лилово-бурой или красновато-бурой окраской, обусловленной присутствием большого количества гематита (до 20%). Порода непрочная, легко разламывается руками и образует мелкую остроугольную щебенку. Объемный вес ее 2,19 г/см³; эффективная пористость 22,23%. В отличие от двух нижележащих зон, гематито-каолининовая зона прослежена не повсеместно. В южной части рудопроявления, под базальными песчаниками, она отсутствует, очевидно, вследствие эрозии.

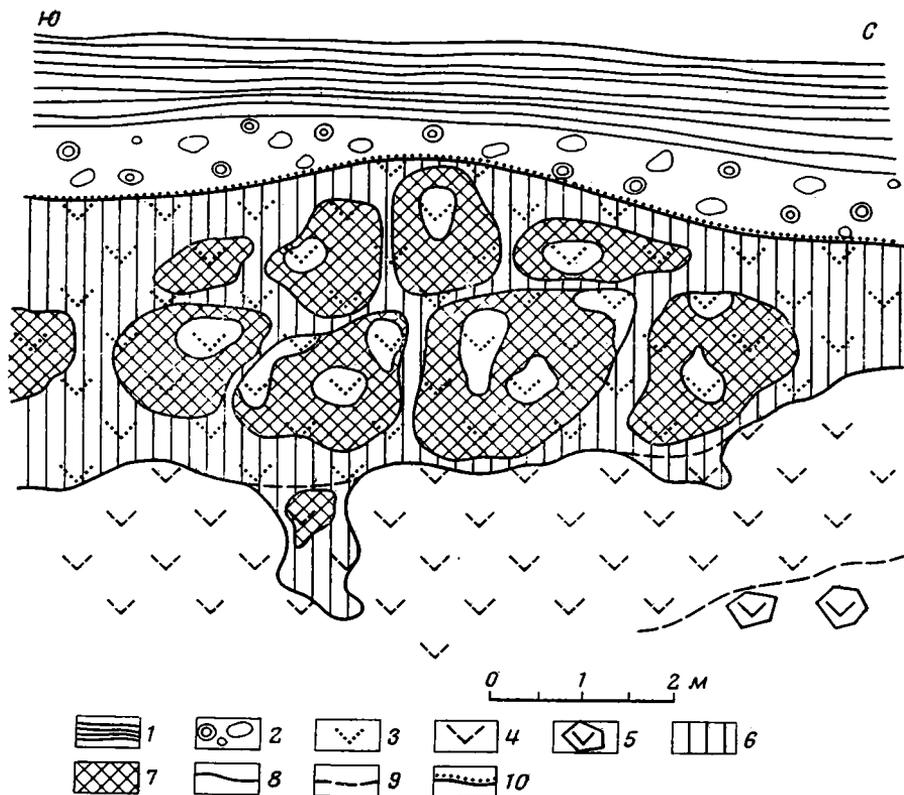
Зона конечного гидролиза представлена высокоглиноземистым остаточным латеритом. Он шлаковидный, сильно пористый, не размокает в воде, объемный вес 1,44 г/см³, эффективная пористость 52,26%, по внешнему виду и физико-механическим свойствам похож на латериты Гвинеи, Арканзаса и некоторых других регионов. Латериты сохрани-

лись в виде небольших останцов в центральной и северной частях Кайракского месторождения. Геоморфологически они приурочены к небольшим положительным формам рельефа в пределах обширного (более 2 км в длину) понижения палеорельефа, выполненного озерно-болотными норийско-рэтскими осадками.

Переходы между зонами постепенные. Снизу вверх по разрезу наблюдается закономерное стадийное изменение минерального, химического состава и их физико-механических свойств. По характеру зональности кора выветривания Кайракского месторождения близка к классическому латеритному профилю, описанному К. С. Фоксом (Fox, 1932).

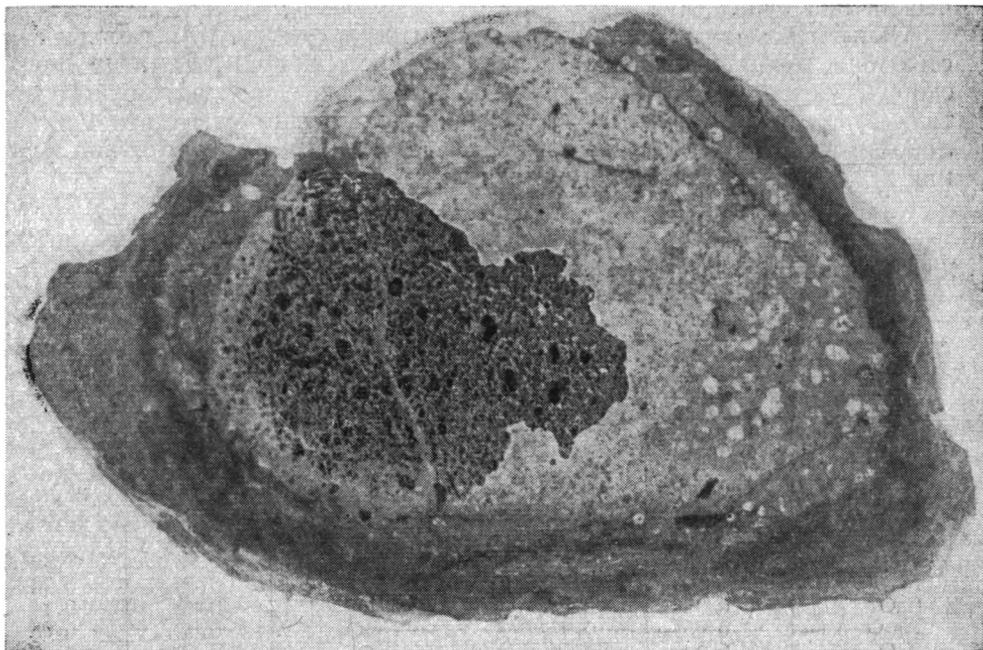
Породы коры выветривания частично изменены в результате действия наложенных процессов: гипергенных (инфильтрационных) и глубинных (катагенеза и динамометаморфизма).

Инфильтрационные процессы затронули верхние зоны коры выветривания. Они обусловлены просачиванием минерализованных вод из озерно-болотных водоемов в породы коры выветривания. Под осадочными диаспоро-шамозитовыми рудами, углями и зеленовато-серыми аргиллитами наблюдаются участки карбонатизированных и шамозитизированных пород коры выветривания в виде прихотливых по форме участков, гнезд, блоков и зон мощностью до 3 м (фиг. 1). Наиболее сильно изменились пористые латериты. Они сохранились здесь в виде реликтов или



Фиг. 1. Реликты латерита среди измененных пород коры выветривания, Кайракское месторождение

1 — аргиллит коричнево-бурый; 2 — боксит зеленовато-серый бобово-оолитово-обломочный, кора выветривания; зона; 3 — конечный гидролиз, 4 — гидролиза, 5 — гидратации и выщелачивания; участки измененных пород коры выветривания; 6 — шамозитизированные, 7 — карбонатизированные; границы: 8 — между породами, 9 — между зонами, 10 — между корой выветривания и несогласно залегающим с размывом осадочным комплексом



Фиг. 2. Зоны изменения латерита

В центре — латерит темно-серый, кавернозный; светло-серая внутренняя кайма — карбонатизированный латерит; темно-серая наружная кайма — шамозитизированная порода; таблитчатые выделения в карбонатизированной зоне — реликты порфировой структуры. Уменьшено в 2 раза

останцов. Судя по взаимоотношениям, карбонатизация предшествовала шамозитизации. О положении этих пород «in situ» свидетельствуют реликты порфировой структуры, наблюдаемые в них под микроскопом и макроскопически (фиг. 2).

Останцы латеритов наблюдаются среди инфильтрационно измененных пород коры выветривания в виде гнезд и блоков до 0,5 м в диаметре. Они приурочены, как правило, к центральной части карбонатизированных участков, иногда встречаются по их краям. В карбонатизированной породе минералы глинозема остаются неподвижными, образуя «скелет» породы. Кальцит, реже анкерит и сидерит, выполняют в ней поры и пустоты. Карбонаты можно легко удалить из вышеуказанной породы действием разбавленной соляной кислоты. После растворения остается ячеистый «скелет», сложенный почти исключительно диаспором. Это наводит на мысль, что некоторые фрагменты латеритов могли здесь проявиться вновь в результате выщелачивания карбонатов атмосферными водами.

Главные минералы латерита — диаспор (60—70%), каолинит (10—15%) и окислы железа (10—15%); аксессуарные — циркон и лейкоксенизированные титаномагнетит и ильменит.

Диаспор образует мелкие (0,03 мм) призматические, иногда дипирамидальные кристаллы, бесцветные, с желтоватым или буроватым оттенком. Его оптические свойства и термическая кривая соответствуют эталонным. Рентгеновское изучение фракции с удельным весом $> 3,0 \text{ г/см}^3$, обработанной соляной кислотой для удаления окислов железа, показало, что наряду с диаспором здесь присутствует корунд, характеризующийся рефлексами 3,48; 2,53; 2,06; 1,60 Å и др.

Каолинит пропитан окислами железа, поэтому определить его оптические свойства затруднительно. На термограмме породы имеются ха-

рактерные для него эффекты — эндотермический при 600° и экзотермический при 960°.

Оксиды железа представлены гематитом и маггемитом. Большой частью они тонко распылены в основной массе породы. Гематит микроскопически надежно диагностируется вследствие красновато-бурого цвета и таких же внутренних рефлексов. Присутствие маггемита установлено по его магнитным свойствам. На рентгенограмме магнитной фракции преобладают рефлексы гематита.

Таблица 3

Химический состав остаточных латеритных бокситов (рудопоявление Кайракское), вес. %

Оксиды	№ образцов	
	2161	2018
SiO ₂	9,74	9,66
TiO ₂	2,31	1,60
Al ₂ O ₃	60,80	64,57
Fe ₂ O ₃	10,17	6,44
FeO	—	0,02
MnO	0,42	1,85
MgO	0,69	0,30
CaO	0,82	—
Na ₂ O	0,05	0,07
K ₂ O	0,18	0,70
H ₂ O ⁻	0,73	0,83
H ₂ O ⁺	13,31	13,04
CO ₂	0,18	—
P ₂ O ₅	0,12	0,45
S _{орг}	—	0,03
Сумма	100,22	99,54
Hd, г/см ³	1,46	1,42

Аналитики: В. В. Кухарчик, В. М. Степановичкина (Химическая лаборатория ИГЕМ).

Таблица 4

Химический состав бокситов и бокситистых железняков, вес. %

Оксиды	№ образцов	
	1077	2596
SiO ₂	9,25	7,76
TiO ₂	1,82	0,52
Al ₂ O ₃	27,77	34,81
Fe ₂ O ₃	46,19	42,68
FeO	0,02	—
MnO	0,75	0,80
MgO	0,58	0,76
CaO	0,95	0,14
Na ₂ O	0,08	0,06
K ₂ O	0,13	0,05
H ₂ O ⁻	1,22	1,77
H ₂ O ⁺	10,07	9,29
CO ₂	0,89	0,41
P ₂ O ₅	0,19	0,28
Сумма	99,52	99,33
Hd, г/см ³	2,37	—

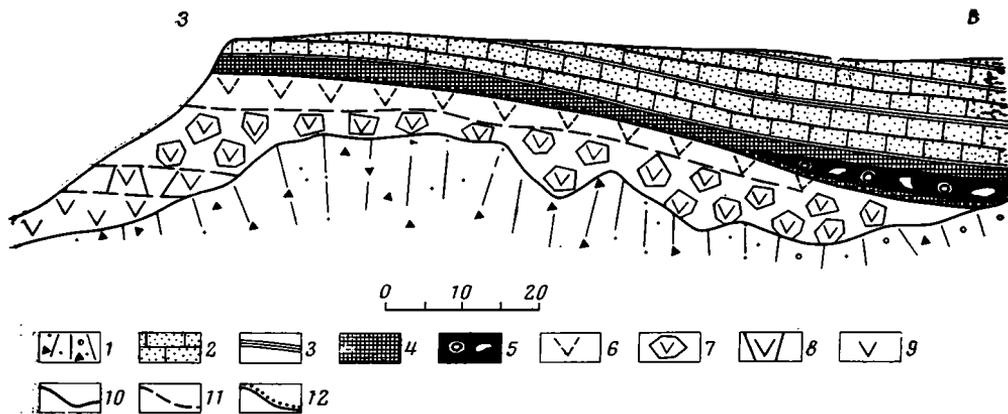
Аналитики: В. В. Кухарчик, Л. С. Цимлянская (Химическая лаборатория ИГЕМ).

По минеральному составу вышеописанный латерит существенно отличается от высокоглиноземистых латеритных образований, которые известны в настоящее время на территории современных тропических областей. Если в последних главным минералом глинозема является гиббит и лишь изредка встречается бемит, то у нас это исключительно диаспор (реже бемит), а вместо обычных гетита и гидрогетита мы имеем дело только с безводными окислами — гематитом и маггемитом. Обезвоживание минералов в нашем случае, по-видимому, связано в основном с глубинными процессами — катагенезом и динамометаморфизмом, обусловленными давлением мощной вышележащей толщи пород и напряжениями при складкообразовании в альпийской этап орогенеза.

По химическому составу латерит отвечает высокосортному бокситу (табл. 3). Содержание глинозема в нем до 60%, при содержании кремнезема не более 10%. Количество окиси железа 10—17%, содержание всех прочих компонентов обычно не превышает 1%. Большая часть глинозема связана с диаспором, меньшая (около 8%) — входит в состав каолинита. Свободного кремнезема в породе нет, он весь связан в молекулу каолинита. Окись железа в основном представляют гематит и маггемит.

Останцы латеритного боксита, вследствие незначительных размеров, имеют в настоящее время лишь минералогический интерес.

Учитывая слабую геологическую изученность данного района, можно надеяться на то, что в будущем латеритные бокситы будут обнаружены здесь в больших количествах. На это указывает, в частности, ре-



Фиг. 3. Схематический геологический разрез через рудопоявление Уаринокий мост
 1 — современный делювий; нижняя юра: 2 — песчаники, 3 — угли, 4 — зеленовато-серые бокситистые породы озерно-болотные, 5 — красновато-бурые бокситы делювиальные; кора выветривания, зоны: 6 — гидролиза, 7 — гидратации и выщелачивания, 8 — дезинтеграции; нижний карбон: 9 — эффузивы основного состава; границы: 10 — между породами, 11 — между зонами, 12 — между корой выветривания и несогласным залегающим с размывом осадочным комплексом

тиональный характер распространения мощных нижнемезозойских кор выветривания, в верхних горизонтах которых часто устанавливается присутствие свободного глинозема.

Плохая сохранность латеритных бокситов объясняется как их слабой механической прочностью, так и способностью изменяться (ресифицироваться) в результате взаимодействия с инфильтрующими из поверхностных водоемов водами. Частичный размыв латеритного профиля имел место в норийско-рэтское время. Об этом свидетельствует залегание норийско-рэтских осадков на различных горизонтах коры выветривания. Более интенсивная эрозия связана с нижеюрской эпохой. Повсеместно кора выветривания лучше сохранилась в понижениях древнего рельефа под покровом норийско-рэтских осадков. К сожалению, приходится констатировать, что наиболее благоприятные для образования латеритных профилей водораздельные участки, очевидно, сnivelированы эрозией.

Осадочные бокситы и бокситистые породы. Делювиальные бокситы и бокситистые породы. Для делювиальных бокситов характерны следующие признаки: приуроченность залежей к склонам возвышенностей, линзообразная форма рудного тела, обломочные структуры, плохая окатанность обломков, слабая гранулометрическая сортировка обломочного материала, преобладание в составе окисных форм минералов железа.

Делювиальные бокситы и бокситистые железняки изучены нами в районе рудопоявления Уаринокий мост (Яккабагские горы). Они располагаются на склоне пологой возвышенности в виде линзообразного тела длиной более 20—25 м (фиг. 3) при мощности в 1,5—2 м. Бокситы с размывом залегают на верхних горизонтах коры выветривания эффузивов основного состава (C_1) и перекрываются темно-серой пелитоморфной бокситовой породой озерно-болотного происхождения, содержащей обильные растительные остатки нижеюрского возраста. Нижняя и верхняя границы залежи резкие, но неровные. Окраска бокситов красновато-бурая, структура — бобово-обломочная.

Обломочный материал составляет 50—70% от общей массы породы. Обломки светло-серые, буровато-серые, остроугольные, до 1—2 см в поперечнике. Состав обломков: каолинизированные эффузивы с реликтами порфировой структуры, боксит мелкобобовый или оолитовый, обломки бобовин и оолитов, аргиллиты. Границы обломков с це-

ментирующей массой резкие. На многих из них имеется кайма диаспора. Бобовины и оолиты слагают 25—30% общей массы боксита. Форма их сфероидальная, размер — до 0,5 см в диаметре.

Внутреннее строение бобовин однородное, оолитов — концентрически зональное. Количество концентров в последних достигает 5—8. Минеральный состав бобовин обычно гематит-диаспоровый, реже каолинит-диаспоровый. В оолитах чередуются полосы диаспора и лейкоксена. Гематит располагается по краям зерен, в ядре оолита или образует кайму. Чаще всего в ядре оолитов располагается тонкочешуйчатый каолинит.

Цемент бокситов и бокситистых пород типа выполнения пор, иногда базальный со сгустковым распределением главных компонентов: гематита, каолинита и гелевидного вещества.

В верхней части залежи, на контакте с зеленовато-серыми озерно-болотными бокситистыми породами, в красновато-бурых бокситах появляются гнезда и прожилки сидерита и шамозита, очевидно, инфильтрационного характера.

По химическому составу вышеописанные делювиальные образования обычно отвечают бокситистым железнякам (табл. 4). Иногда это кондичионные руды (см. табл. 4, обр. 2596).

Образование делювиальных бокситов и бокситистых пород мы связываем с размывом и переотложением высокоглиноземистых горизонтов кор выветривания. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что в сохранившихся от размыва корях выветривания химическими анализами установлено присутствие свободных окислов алюминия (до 5—6%). С другой стороны, в самих бокситах встречаются обломки коры выветривания эффузивов основного состава. В пользу механического способа переноса бокситового материала говорит хорошая постоянная корреляция содержаний Al_2O_3 и TiO_2 (коэффициент порядковой корреляции +0,75). На связь бокситов с корой выветривания диабазов указывают также идентичный набор и близкие средние содержания редких и рассеянных элементов.

Бокситовый материал транспортировался, по-видимому, поверхностными водотоками в виде обломков и взвесей на незначительные расстояния, о чем свидетельствует остроугольная форма обломков. Красновато-бурая окраска бокситов, обусловленная присутствием минералов окисного железа, указывает на то, что накопление осадка происходило в окислительной обстановке.

В условиях жаркого и переменного-влажного климата, характерного для верхнетриасовой эпохи, первично сформированный делювиальный осадок, возможно, продолжал выветриваться, вследствие чего происходило его дальнейшее обогащение глиноземом. Последующим выветриванием осадка, по-видимому, следует объяснять появление секущих прожилков с минералами глинозема и образование каемок диаспора вокруг обломков. Известные здесь делювиальные бокситы в настоящее время практического интереса не представляют вследствие незначительных размеров.

Озерно-болотные бокситы и бокситистые породы. К этому подтипу относится наибольшее количество месторождений и рудопроявлений бокситов Средней Азии. Из них нами изучены рудопроявления Кайракское (озерно-болотная залежь), Кундаджуаз, Санджар, Янгоклык, Хауз, Ак-Су, Гуматак, Дибодам, Гулиоб, Зинданча, Фангарт и Гуруд.

Наиболее крупный и типичный представитель бокситов этого подтипа — Кайракское рудопроявление. Оно располагается в южной периклинали Байсунтау, в верховьях сая Кайрак. Бокситоносная толща норийско-рэтского возраста выполняет впадину древнего рельефа, шириной около 2 км, с относительными превышениями 20—50 м. Детали палеорельефа отражены на геологическом разрезе через Кайракское рудопроя-

явление (фиг. 4). Впадина построена асимметрично — северный борт ее выше южного. На фоне общего понижения заметны отдельные небольшие поднятия. На некоторых из них сохраняются фрагменты латеритов. В наиболее пониженных участках встречены углистые прослои, а в южной части — базальные русловые песчаники.

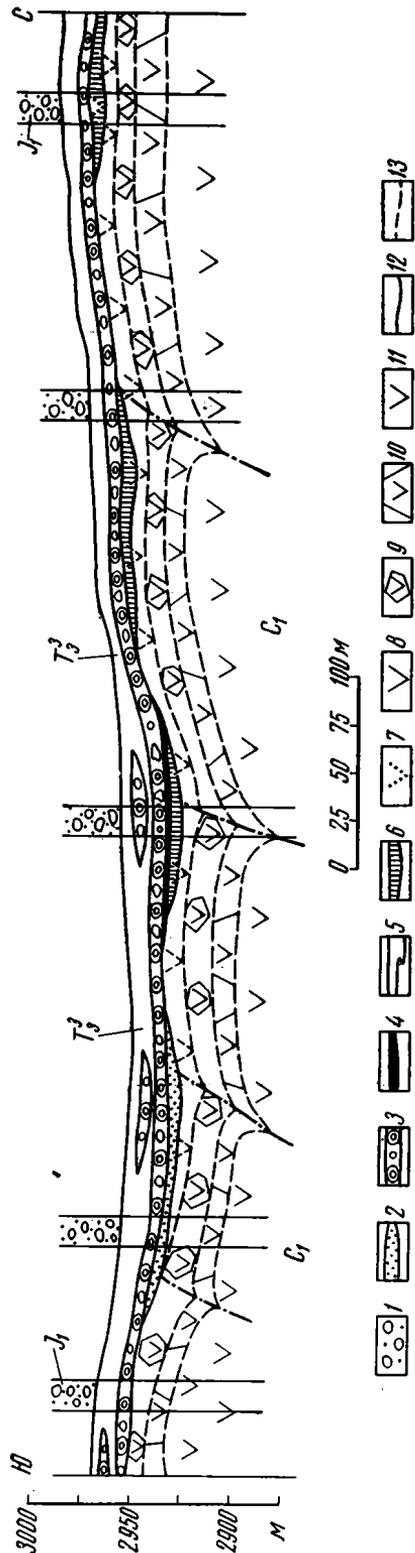
Бокситы и бокситистые породы слагают пласты и линзы. Основной пласт бокситов располагается в нижней части норийско-рэтского разреза. Он с небольшим перерывом прослежен по простиранию почти на 2 км. Мощность пласта до 3 м. В Горбулак-сае он залегает на коре выветривания основных эффузивов (C_1), в южной части месторождения — на норийско-рэтских песчаниках, затем на малиновых аргиллитах, углях и далее, в северном борту, на различных горизонтах коры выветривания. Перекрываются они коричневатобурыми аргиллитами, иногда углистыми, в северной части — нижнеюрскими песчаниками.

Линзы бобово-оолитово-обломочных бокситов встречены среди коричневатобурых аргиллитов. Протяженность их 10—25 м (до 100 м), мощность — 0,1—0,5 м. В отдельных разрезах встречено до 6 горизонтов бокситов. Границы их с вмещающими породами резкие.

Бокситы плотные, массивные. В рельефе они выступают в виде гребней и карнизов.

Окраска бокситов и бокситистых пород зеленоватосерая, грязносерая, иногда темносерая. Пирит- и сидеритсодержащие разности с поверхности окислены и имеют буроватый оттенок. Текстура бокситов бобово-оолитово-обломочная. Местами они слоистые.

Обломки в бокситах и бокситистых породах составляют 30—50% от общей массы породы. Они остроугольные. Состав



Фиг. 4. Схематический геологический разрез через рудопроявление Кайрак

Нижняя юра: 1 — гравийные песчаники и конгломераты; верхний триас: 2 — кварцевые песчаники, 3 — бокситы и бокситистые породы, 4 — углистые алевролиты, 5 — алевролиты и аргиллиты, 6 — инфильтрационно измененные породы; кора выветривания, зона: 7 — конечного гидролиза, 8 — гидролиза, 9 — выщелачивания, 10 — дезинтеграции; нижний карбон: 11 — эффузивные породы основного состава; геологические границы: 12 — между породами, 13 — между зонами

обломков: бокситы бобово-оолитовые; фрагменты бобовин и оолитов, латеритизированные эффузивы с реликтами порфировой структуры, шамозитизированные породы коры выветривания, растительный детрит. Размер обломков — от долей миллиметра до первых сантиметров. Границы обломков с цементом резкие. Часто вокруг них имеется кайма новообразованных минералов — диаспора и шамозита.

Таблица 5

Химический состав озерно-болотных бокситов и бокситистых пород, вес. %

Оксиды	№ образцов				
	1133	1131	2019	2207	1243
SiO ₂	14,41	19,09	8,08	11,72	11,20
TiO ₂	2,51	1,38	2,25	1,66	2,38
Al ₂ O ₃	39,92	19,70	66,61	37,15	42,14
Fe ₂ O ₃	6,14	6,00	1,66	4,70	3,83
FeO	21,35	24,31	5,69	20,44	23,40
MnO	0,07	0,34	Следы	0,13	0,31
MgO	1,27	1,06	0,69	1,72	1,68
CaO	0,95	9,34	1,25	1,12	0,27
Na ₂ O	0,17	0,09	0,05	0,06	0,05
K ₂ O	0,09	0,03	0,07	0,06	0,22
H ₂ O ⁻	0,49	0,74	0,31	0,33	—
H ₂ O ⁺	12,01	9,40	12,84	7,75	10,00
CO ₂	0,05	7,87	—	12,77	4,34
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,75	0,18	0,28
Сорг	0,33	—	0,35	—	—
Сумма	99,66	99,53	100,57	99,77	100,12
d, г/см ³	2,61	—	—	—	—

Аналитики: В. В. Кухарчик, В. М. Степашкина, Л. С. Цимлянская, Л. С. Твердова (Химическая лаборатория ИГЕМ). 1133— бобово-оолитово-обломочный боксит, рудопроявление Кайрак; 1131— цемент-боксит из обр. 1133; 2019— обломок из обр. 1133; 2207— бобово-оолитово-обломочный боксит, рудопроявление Янголык; 1243— боксит бобово-оолитово-обломочный, рудопроявление Кундаджаз.

Бобовины темно-серые, зеленовато-серые, реже — белые, овальной формы, размером 0,1—0,5 см, с однородным внутренним строением. Границы их с цементирующей массой резкие. Состав бобовин: диаспоровый, бемитовый, шамозитовый, сидеритовый, каолинитовый. Количество бобовин — 5—15%.

Оолиты светло-серые, белые, сфероидальной формы. Иногда они уплощены, вытянуты длинной осью параллельно слоистости. Размер оолитов 0,1 мм—0,7 см. Для них показательно концентрически зональное строение. Количество концентров до 8—10. Они сложены гелевидным алюмо-титановым веществом, диаспором, лейкоксомом и шамозитом, в редких случаях — сидеритом и пиритом. Границы оолитов с цементом бокситов обычно резкие, местами — постепенные.

Цементирующая масса бокситов представлена шамозитом, реже — каолинитом. Местами в нем наблюдаются скопления карбонатов — сидерита, анкерита и кальцита, а также сульфидов — пирита и марказита. Тип цемента базальный, иногда — выполнения пор.

По качеству озерно-болотные бокситы — высококремнистые и сильно-железистые руды (табл. 5). По данным опробования Л. Н. Коннова, проводившего разведку Кайракского месторождения, содержания глинозема в рудах 25—55%, кремнезема 15—45%, суммарное содержание железа достигает 30%, причем закисное преобладает над окисным. Большая часть глинозема, по химическим анализам, заключена в обломках, бобовинах и оолитах.

Для бокситов этого типа характерна значимая положительная корреляция содержаний глинозема и окиси титана (коэффициент порядковой корреляции +0,70 ÷ +0,90). Это позволяет считать, что Al и Ti мигрировали одновременно. По мнению Н. М. Страхова (1962) и других, одновременный перенос этих двух окислов возможен лишь в механиче-

ской форме. При хемогенном способе переноса неизбежно их разделение (Бушинский, 1958), так как Ti растворим лишь при очень низких pH (около 2). Столь низкие pH можно ожидать только в исключительно редких случаях. Таким образом, положительная корреляция содержаний глинозема и TiO₂ позволяет предположить, что в озерно-болотные водоемы поступал уже готовый бокситовый материал. Это подтверждают как химические анализы, указывающие на то, что основная масса глинозема заключена в обломках, так и прямые наблюдения под микроскопом: в бокситах встречены обломки латеритов.

Таблица 6.

Натуральные фоновые содержания элементов-примесей в озерно-болотных бокситах и породах коры выветривания диабазов Кайрацкого рудопрооявления

Порода	Число проб	Элементы примеси													
		Cu	Zn	Pb	Mo	Ni	Co	Ge	Ga	Be	Nb	Zr	La	Y	Cr
Бокситы и бокситистые породы	48	2,6	11,0	2,5	0,53	5,0	4,7	1,5	1,0	0,23	1,8	17,0	0,55	0,95	20,0
Кора выветривания	63	0,75	11,0	3,6	0,30	1,7	2,5	1,5	0,9	0,23	1,8	15,0	1,30	2,70	12,0

Аналитик: Р. В. Кортман. Содержания даны в 10⁻¹%. Полуколичественные спектральные анализы выполнены в Спектральной лаборатории ИГЕМ. Натуральные фоновые содержания гасцитаны методом накопленных «частот» (Мезенцев и др., 1964) с применением В-трафлета.

Почти во всех случаях наблюдается пространственная близость выходов коры выветривания и бокситов. Установлено также, что, как правило, они характеризуются идентичным набором редких и рассеянных элементов. Для бокситов и коры выветривания Кайрацкого и Кундаджуазского рудопрооявлений выявлены близкие средние содержания по целому спектру редких и рассеянных элементов (табл. 6).

В то же время, в бокситах этого типа имеются признаки, указывающие на последующее перераспределение бокситового материала в породе: появление концентрически-зональных оолитов (особенно с постепенными границами), новообразованные каемки глиноземистых минералов вокруг обломков и т. п. С этой стадией связывается также возникновение таких минералов, как шамозит, сидерит, пирит, марказит и т. п., которые считаются типичными диagenетическими.

Таким образом, механизм образования бокситов данного типа представляется нам следующим. В мелководные озерно-болотные бассейны временными водными потоками в виде суспензий и взвесей, иногда в виде крупных обломков до 10—15 см в диаметре, привносился уже готовый бокситовый материал, сформировавшийся в латеритных профилях выветривания. В небольшом количестве сюда поступал и небокситовый материал, в том числе и растительный детрит. В дальнейшем в илу происходило разложение последнего, вследствие чего в иловых грунтовых растворах возникала восстановительная обстановка. В диagenезе первичный осадок, представленный, вероятно, главным образом минералами коры выветривания — окислами и гидроокислами железа, гиббситом, каолинитом и т. п., — приспособляясь к новой физико-химической обстановке, почти полностью перерабатывался. Как отмечено ранее, большая часть окисного железа перешла в закисное. Небольшая доля его, соединяясь с серой, выпадала в виде сульфидов. Незначительное количество пирита и марказита может указывать на то, что обстановка в диagenезе была не сильно сероводородной. Кроме того, закисное железо связывалось также и в карбонаты, образуя сидерит и анкерит. Оставшаяся часть железа вместе с кремнеземом иловых вод и частью глинозема входила в состав шамозита. Судя по тому, что в бокситах и бокси-

товых породах отсутствуют минералы окислов железа, процесс редукции его здесь дошел почти до конца.

Минералы глинозема, поступившие сюда из коры выветривания в виде обломков и взвесей, в процессе диагенеза, по-видимому, полностью растворялись. Часть глинозема, взаимодействуя с SiO_2 и окислами железа, образует шамотит. Оставшаяся часть перераспределялась, слагая концентры оолитов, глиноземистые каемки вокруг обломков и прожилки.

В концентрах наблюдается чередование полос минералов глинозема и лейкоксена, шамотита и сидерита, реже каолинита и пирита. Имеются также полосы алюмо-титанового гелевидного вещества, что свидетельствует об одновременном перемещении этих двух окислов. Опираясь на минералы-индикаторы — сидерит, шамотит, пирит и каолинит, — можно предположить, что геохимическая обстановка при диагенезе, по-видимому, была восстановительной, а значения рН периодические менялись от слабощелочных до слабощелочных.

Диагенетическое перераспределение материала в осадках озерно-болотного типа, по-видимому, послужило причиной нарушения геохимических закономерностей, сложившихся в коре выветривания. В частности, здесь, вследствие редукции железа, иногда нарушается обычная для коры выветривания положительная корреляция содержаний Al_2O_3 и Fe_2O_3 , свидетельствующая об одновременном накоплении этих окислов в коре выветривания. Корреляция глинозема с закисным железом здесь, в противоположность коре выветривания, — положительная. Отрицательная корреляция Al_2O_3 и SiO_2 становится незначимой, а иногда меняется на положительную. Это является следствием того, что в озерно-болотных водоемах иловые воды насыщаются SiO_2 , в то время как в латеритной коре выветривания имеет место его вынос.

Диагенетическим преобразованием осадка не завершается цикл его изменений. Как известно, почти на всей территории Средней Азии бокситовые осадки были перекрыты мощной толщей мезо-кайнозойских отложений (более 1—2 км). Будучи погруженными на значительную глубину, они неизбежно попадали в зону высокого давления и повышенных температур, уплотняясь под влиянием последних до неразмочающего аргиллитоподобного состояния. Одновременно, вероятно, происходила дегидратация минералов с образованием маловодных и безводных окислов алюминия и железа.

В областях альпийской складчатости к катагенетическим изменениям добавился динамометаморфизм, проявившийся главным образом в образовании кливажа разлома.

Будучи вновь выведенными на поверхность, бокситы местами несут следы современного выветривания: окисляется пирит, сидерит и выщелачиваются другие карбонаты.

Озерно-болотные бокситы, несмотря на большое число проявлений и значительные размеры отдельных залежей, пока непромышленные вследствие низкого качества и неразработанной технологии переработки диаспоро-шамотитовых руд.

Карстовые бокситы и бокситистые породы. На территории Средней Азии нами изучены верхнетриасовые или нижнеюрские месторождения и рудопроявления карстовых бокситов: Майли-Су (Северная Фергана), Шинг (северный склон Зеравшанского хребта) и Кара-Кия-Сай (Южная Фергана). Последнее — наиболее крупное и типичное. Оно располагается в 15 км восточнее пос. Сулюкта (Южная Фергана). Тектонически бокситовые залежи приурочены к широтно ориентированному грабену, заполненному мезо-кайнозойскими осадками. Бокситы и бокситовые породы слагают низы триас-юрской толщи. По Т. А. Сикстель, они норийско-рэтского возраста. Залегают на закарстованной поверхности нижнедевонских и эйфельских известняков. Обнажены в эрозионном «окне» на площади в 2 км². Форма залежей лин-

зобразная, протяженность — первые десятки метров, мощность до 3—5 м.

В северной части сая бокситы перекрываются нижнеюрской терригенной толщей. К югу рудная залежь выклинивается. По М. П. Вакуленко, мощность бокситов уменьшается также с востока на запад.

Поверхность подстилающих известняков неровная, карманообразная, с карстовыми воронками, имеющими вертикальные стенки. На них всегда имеется корочка в 3—5 см ожелезненной породы темно-бурого цвета.

Наиболее полный разрез бокситовой толщи составлен в юго-западной части месторождения. Снизу вверх здесь выделены следующие горизонты: бокситистые породы, бобово-оолитово-обломочные, буровато-зеленые, грязно-зеленые, брекчированные, рассеченные прожилками гематита (0,8 м); бокситистая брекчия, красновато-бурая, с остроугольными обломками мелкобобовых бокситов (7,4 м); бокситистая брекчия, мелкообломочная, пятнисто-окрашенная, красновато-бурая, зеленовато-бурая, буровато-серая (1,0 м); конгломерато-брекчия с плохо отсортированным и слабоокатанным обломочным материалом различного состава — глинистыми кремнистыми сланцами, песчаниками и т. п. (5,0 м); аргиллит лилово-бурый, с редкими и мелкими (1—2 мм) каолинитовыми и кремнистыми обломками и железистыми бобовинами, размером до 1—2 мм в поперечнике (1—5 м). Границы между горизонтами постепенные.

Выше по разрезу прослежена нижнеюрская терригенная толща с прослоями углей.

Таким образом, в разрезе бокситовой толщи выделяется две текстурных разновидности бокситистых пород: бобово-оолитово-обломочная и брекчиевая.

Буровато-зеленая бобово-оолитово-обломочная бокситистая порода сложена на 50—60% обломочным материалом. Обломки слабо окатанные или остроугольные, размером до 2—3 мм. Их состав: боксит каолинито-диаспоровый, лейкоксено-бемитовый, гематито-диаспоровый или бемито-лейкоксеновый, каолинитово-гидрослюдистый.

Бобовины составляют 5—10% общей массы породы. Они двух типов: бемито-лейкоксеновые — светло-серые, почти белые и гематито-диаспоровые коричневатобурые. Форма бобовин овальная, размеры 0,1—2 мм. Они имеют однородное строение. Светлые бобовины сложены диаспором, реже бемитом и лейкоксеном, коричневатобурые — гематитом, бемитом и лейкоксеном. Оолиты образуют скопления, иногда прослой. Они светло-серые, размером 0,1—0,5 мм. Форма оолитов сферoidalная, строение — концентрически-зональное. Состав оолитов: диаспор-лейкоксеновый, бемит-лейкоксеновый, каолинит-диаспоровый.

Цемент зеленовато-серых бокситистых пород каолинит-шамозитовый, базального типа. На контакте с известняками бокситистые породы рассечены прожилками гематита и кальцита.

По качеству бокситистые породы приближаются к кондиционным рудам (табл. 7). Количество глинозема в них достигает 47%, при содержании кремнезема около 20%, а валового железа — до 16—17%.

Вверх по разрезу буровато-зеленая бокситистая порода постепенно переходит в бокситовую брекчию красновато-бурого цвета. Последняя, в свою очередь, сменяется более светлой безрудной брекчией.

Количество обломков в бокситистой брекчии 60%. Показательна их остроугольная форма и крупные размеры — до 2—5 см. Состав обломков: боксит мелкобобовый гематит-диаспоровый, боксит оолитовый диаспор-бемит-каолинитовый с лейкоксеном, фрагменты бобовин и оолитов.

В нижней части горизонта преобладают коричневатобурые обломки, гематит-лейкоксено-диаспоровые. Под микроскопом они кажутся однородными, лишь по краям дезинтегрируясь и обнаруживая бобовое строение: происходит «выкрашивание» отдельных бобовин размером до

Химический состав карстовых бокситов и бокситистых пород рудопроявления Кара-Кия-Сай, вес. %

Оксиды	№ образцов			
	1	2091	2092 ^a	2092 ^e
SiO ₂	21,58	14,88	9,81	10,70
TiO ₂	1,80	1,08	2,59	2,50
Al ₂ O ₃	47,00	33,34	64,04	61,31
Fe ₂ O ₃	7,47	30,87	4,81	5,06
FeO	8,35	0,69	2,03	1,75
MnO	—	0,82	—	Следы
MgO	—	1,48	0,59	0,59
CaO	—	0,70	1,64	2,16
Na ₂ O	—	0,13	0,05	0,05
K ₂ O	—	0,19	0,07	0,06
H ₂ O ⁻	} 13,60	2,76	0,54	0,73
H ₂ O ⁺		12,44	13,27	13,10
CO ₂	—	0,14	Следы	Следы
P ₂ O ₅	—	—	0,98	1,45
Сумма	99,80	99,52	100,42	99,46

Аналитики: В. В. Кухарчик, Л. С. Твердова (Химическая лаборатория ИГЕМ). 1—зеленоватая-серая бокситистая порода (Гипп, 1964); 2091—лилово-бурая бокситистая брекчия; 2092^a, 2092^e—обломки бобово-оолитового боксита из лилово-бурой бокситовой брекчи.

0,5 мм в диаметре. Состав бобовин — гематит-лейкоксен-диаспоровый, состав цемента — гематит-каолининовый с примесью диаспора.

В верхней части горизонта встречаются обломки диаспоро-лейкоксеновых оолитовых бокситов. Некоторые из них в центральной части гематитизированы. Это наводит на мысль о вероятности обесцвечивания диаспоро-гематитовых обломков вследствие редукции и выноса из них железа. Скорее всего, это следствие влияния восстановительной обстановки. Последняя могла возникнуть здесь как в результате разложения захороненного одновременно с осадком органического материала, так и вследствие инфильтраций из вышележащей нижнеюрской угленосной толщи.

Кроме вышеуказанных бокситов в обломках встречены разности, в которых оолиты сложены главным образом гелевидным веществом. Концентры в них отличаются лишь содержанием лейкоксена. Рентгеновское изучение вещества оолитов показало, что они сложены в основном бемитом. Отчетливые бемитовые эффекты получены для них и на ИК-спектрах в интервале длин волн 3100—3300 см⁻¹.

Цемент бокситовой брекчи каолининовый с примесью диаспора и гематита. В нижней части разреза гематита больше, в кровле горизонта каолинит чистый. Тип цемента — выполнения пор, но иногда — базальный.

Валовый химический анализ бокситовой брекчи не отвечает по качеству кондиционному бокситу. Количество глинозема в нем — 38,18% при содержании кремнезема 33,64. Минералогические пересчеты показали, что более чем на 70% порода сложена каолинитом. Минералы глинозема составляют немного более 10% (11,27%). Окисное железо (12,29%) входит в состав гематита. Присутствие 0,17% закисного железа можно объяснить наличием в породе небольшого количества шамозита. Присутствие щелочных и щелочноземельных элементов, по-видимому, связано с сорбцией их глинистыми минералами.

Обломки по химическому составу — высококачественные бокситы (см. табл. 6). Количество глинозема в них более 60%, а кремнезема — около 10%. Содержание окиси железа здесь вдвое ниже, чем в цементирующей массе породы, но содержание титана заметно выше, как и глинозема, примерно в два раза — 2,5—2,6%.

Сравнивая химические анализы цемента и обломков, нетрудно заметить, что основная масса бокситового материала связана с обломочным материалом. Как отмечено ранее, это полностью соответствует микроскопическим наблюдениям.

В карстовые полости, скорее всего, поступал уже готовый бокситовый материал, транспортируемый временными водотоками в виде обломков и механических взвесей. В пользу механического способа миграции свидетельствует также хорошая положительная корреляция содержания Al_2O_3 и TiO_2 (коэффициент порядковой корреляции $+0,82$).

Отсутствием гранулометрической сортировки обломочного материала, слабой его окатанностью и преимущественно окисной формой минералов железа эти образования близки к делювиальным осадкам. Л. П. Коннов (1964) и некоторые другие исследователи считают Кара-Кия-Сайские бокситы типичными делювиальными. Нам это представляется неправильным вследствие того, что ближайшие выходы алюмосиликатных пород, которые могли бы служить источником бокситового материала, располагаются в нескольких километрах от месторождения. В непосредственной близости имеются лишь известняки, исключительно чистые по составу: нерастворимый остаток в них составляет всего 0,34%. Для бокситового материала они, по-видимому, играли роль ловушек. В целом депрессии в известняках были в верхнетриасовое время суходольными, а образовавшиеся в них бассейны — временные с окислительной геохимической обстановкой. Но местами, в отдельных углублениях происходило их заболачивание. Именно этим, по-видимому, следует объяснить появление в основании разреза буровато-зеленых разностей бокситов с шамозитом.

Бокситовый материал на поверхности известняков неоднократно перемещался и переотлагался в более глубокие части депрессии. Только многократным переывом можно объяснить присутствие в бокситах обломков оолитовых бокситов, включающих, в свою очередь, более мелкие обломки боксита.

Все брекчиевые текстуры бокситов обязаны, по-видимому, росту и обрушению карста.

Процессы катагенеза проявились здесь слабее, чем в ранее описанных месторождениях и бокситопоявлениях юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где имела место альпийская складчатость. Здесь они имеют несколько меньшую механическую прочность, но, тем не менее, уже аргиллитизированы.

Карстовые бокситы, наряду с озерно-болотным, представляются нам наиболее перспективным для Средней Азии генетическим типом.

ЛИТЕРАТУРА

- Балагурова Е. С., Кочнев Е. А., Троицкий В. И. Новые данные о древней коре выветривания Южного Узбекистана. — В кн.: Сборник научных трудов Главгеологии УзССР. М., «Наука», 1964.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Виклова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов латеритов Средней Азии и перспективные поиски мезозойских бокситов. — Материалы Всес. н.-и. геол. ин-та. Полезные ископаемые, сб. 4, 1948.
- Гипп С. К. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов Средней Азии. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М., «Наука», 1964.
- Коннов Л. П. Латериты и латеритно-осадочные бокситы Средней Азии. Межд. Геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1964.
- Мезенцев О. К., Ратников В. М., Скоропелкин С. А. Статистическая обработка данных геохимических поисков. Разведка и охрана недр, 1964, № 10.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. — Тр. Тадж.-Памирской эксп. Изд-во АН СССР, 1935.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. т. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.

**К ВОПРОСУ О РИТМИЧНОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

М. Н. ЩЕРБАКОВА

С целью выяснения ритмичности вулканогенно-осадочных отложений проанализирован один из разрезов турнейских отложений Северного Прибалхашья. Показано, что в рассматриваемой области интенсивность поступления вулканогенного материала периодически менялась; соответственно менялось соотношение вулканогенного и чисто осадочного материала. Интенсификация вулканической деятельности связывается с поднятием территории, сопровождавшимся регрессией морского бассейна. Периоды ослабления вулканизма, наоборот, сопровождались опусканиями, трансгрессией моря, новым распространением морских условий.

Как известно, достаточно часто в осадочных и вулканогенно-осадочных разрезах выделяются небольшие ритмы, измеряемые сантиметрами и метрами. Наряду с этим устанавливаются гораздо более крупные ритмы, мощность которых исчисляется уже сотнями и даже тысячами метров (Фролов, 1964; Наймарк, 1968). Именно такие ритмы представляют, на наш взгляд, особый интерес, так как фиксируют крупные изменения в ходе осадконакопления и определяются периодическим изменением хода колебательных тектонических движений, а для вулканогенно-осадочных образований связаны также с периодичностью проявлений вулканической деятельности. По мнению Л. Н. Ботвинкиной (1968), изучение особенностей ритмически построенных вулканогенно-осадочных отложений — одна из существенных задач будущих исследований.

Ниже, с целью выяснения характера и причин ритмичности вулканогенно-осадочных отложений, проанализирован один из среднепалеозойских разрезов Северного Прибалхашья, располагающийся в пределах варисийской Джунгаро-Балхашской мегеосинклинальной зоны (Богданов, 1965) и отвечающий поздней стадии развития геосинклинали. В разрезе описываемая вулканогенно-осадочная формация охватывает промежуток времени от фаменского века до визейского и подстилается отложениями граувакковой формации верхнего силура — эйфельского яруса среднего девона, а вверх по разрезу сменяется образованиями среднего визе, выделенными как молассовая формация.

В последние годы были получены новые данные, существенно дополнившие имевшиеся представления по стратиграфии отложений фаменского яруса верхнего девона — турнейского и визейского ярусов нижнего карбона Северного Прибалхашья (Бахтеев и др., 1969).

Изучая гранулометрию и минералогию пород вулканогенно-осадочного комплекса, мы попытались оценить роль продуктов вулканических извержений, мобилизованных в процессе седиментации. Был поставлен вопрос о соотношении вулканогенного и осадочного (терригенного) материала, решавшийся параллельно с изучением связи изменений этих соотношений с условиями осадконакопления. Была установлена генетическая принадлежность вулканогенно-осадочных отложений к комп-

лексам вулканического шельфа (Щербакова, 1968₁, 1968₂).

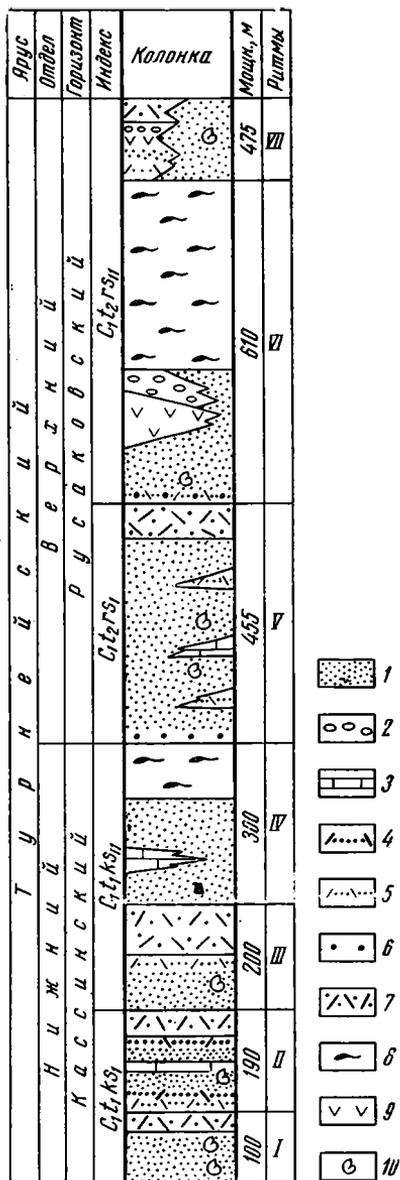
В описываемом разрезе сочетаются вулканогенные (преимущественно вулканокластические), вулканогенно-осадочные (туффиты и туфопесчаники) и осадочные (преимущественно обломочные) породы (фиг. 1).

Детальное изучение разреза позволило выделить в нем ряд ритмов. В схеме строение каждого ритма достаточно простое — он начинается морскими осадочными (обломочными) породами, выше иногда сменяющимися вулканогенно-осадочными, и всегда завершается вулканокластическими — туфами или игнимбритами, образующими в разрезе четко выдержанные маркирующие горизонты. В кровле этих горизонтов проведены границы выделенных нами стратиграфических подразделений¹.

В рассматриваемом разрезе (см. фиг. 1) наряду с выделенными семью ритмами четко вырисовываются подразделения более высокого порядка. Первое, объединяющее первый — четвертый, второе — пятый и шестой ритмы. Их сближает то, что разрезы завершающих их ритмов заканчиваются игнимбритами, тогда как первый, второй, третий, равно как и пятый ритмы заканчиваются туфами. Кроме того, извержения игнимбритов по времени совпадают с границами горизонтов и отделов, тогда как границы остальных ритмов соответствуют разделам более низких порядков.

Прежде чем перейти к характеристике разрезов и их ритмичности, остановимся на вопросе методического характера — как выделялись ритмы, как проводились границы, что принималось за основание ритма и почему и чем, по нашему мнению, заканчивается ритм?

Как показывает изучение разрезов, интенсивность поступления вулканогенного (пирокластического) материала в данную область осадконакопления периодически менялась. В соответствии с этим соотношение вулканогенного и чисто осадочного материала в осадконакоплении тоже изменялось. В периоды повышенной активности вулканической деятельности приток вулканогенного матери-



Фиг. 1. Стратиграфическая колонка турнейских отложений

1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — известняки; 4 — туфопесчаники; 5 — туффиты; 6 — пепловые туфы с пепловым градом; 7 — туфы; 8 — игнимбриты; 9 — андезитовые порфириты; 10 — остатки фауны

¹ Согласно принятой для Центрального Казахстана схеме стратиграфического расчленения, рассматриваемые образования подразделены на мейстеровский (D₃fm₁ms) и сульциферовый (D₃fm₂sl) горизонты фаменского яруса, сокурский (C₁t₁sk) и кессинский (c₁t₁ks) горизонты, относящиеся к нижнетурнейскому подъярсу, русаковский горизонт (C₁t₂rs), сопоставляемый с верхнетурнейским подъярусом, и ишимский (C₁v₁ish) горизонт, отвечающий низам визейского яруса.

ала совершенно подавлял осадочный процесс. Формировались те части разреза, которые представлены практически лишь вулканокластическими породами (туфами), а также игнимбритовыми спекшими и сваренными туфами. И, наоборот, в эпохи относительного ослабления вулканизма нормально-осадочный процесс играл ведущую роль в осадконакоплении. Формировались части разреза, представленные чисто осадочными породами — песчаниками, известняками и т. п.

Необходимо отметить, что эти изменения в питании бассейна седиментации материалом происходили на фоне колебательных движений разных знаков. Интенсификация вулканической деятельности связывается при этом с поднятием территории, которое сопровождалось регрессией морского бассейна и смещением береговой линии за пределы изученного района. В связи с этим существенно вулканогенные части описанных разрезов характеризуются в то же время континентальными условиями осадконакопления. Периоды же ослабления вулканизма сопровождалась опусканиями, трансгрессией моря, новым распространением морских условий. В соответствии с этим нормально-осадочные части разрезов представлены морскими фациями. В условиях прибрежной зоны каждая смена знака, каждое движение земной коры, естественно, приводило к описанной смене обстановок осадконакопления.

Таким образом, приведенный выше анализ позволяет выделять периоды осадконакопления, отраженные в разрезах. Началом их мы считаем обстановку прибрежной зоны морского бассейна с накоплением в нем нормально-осадочных пород в обстановке постепенного углубления бассейна. На смену песчаникам пришли известняки. Затем снова установилась обстановка прибрежного осадконакопления. В дальнейшем начинается поднятие, сопровождающееся усилением вулканической деятельности. Начинается регрессия. Возрастает роль вулканогенных пород в разрезе. Завершается цикл чисто континентальными условиями, характеризующимися максимальной вспышкой вулканизма, чему соответствуют целиком вулканогенные части разреза, включая и игнимбритовые отложения.

Описанные выше крупные периоды в смене обстановок осадконакопления, сменяя друг друга на протяжении нижнего и верхнего турне, и послужили причиной ритмичности строения изученного нами разреза. Как конкретно проявлялась эта ритмичность, будет детально показано ниже.

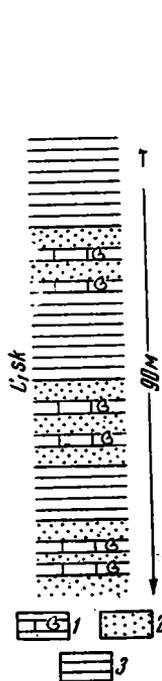
Вулканическая деятельность происходила на всех этапах образования вулканогенно-осадочной формации, однако в низах описываемой ритмично построенной толщи (в фаменском веке) ее влияние на седиментацию было минимально. На протяжении фаменского века и времени, соответствующего переходным слоям верхнего девона — нижнего карбона, в рассматриваемом районе происходило накопление преимущественно карбонатной серии пород. Базальные горизонты вулканогенно-осадочного комплекса сложены конгломератами (начало трансгрессии), а вышележащие — известняками, песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами (развитие трансгрессии). Много остатков морской фауны.

Для отдельных частей разреза, например сокурского горизонта, устанавливается ритмичность — в разрезе четко выделяются пачки, мощностью 15—30 м известковистых песчаников, заключающие прослой (до 0,2 м) известняков, алевролитистых, зернистых или крупноорганогенно-детритусовых, перелолненных остатками фауны. Песчаники вверх по разрезу сменяются алевролитами (фиг. 2).

Начиная с турнейского века, наблюдается активизация вулканической деятельности. Именно с этого момента выделяются ритмы, выявляющиеся в вышеуказанных соотношениях осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканокластических пород.

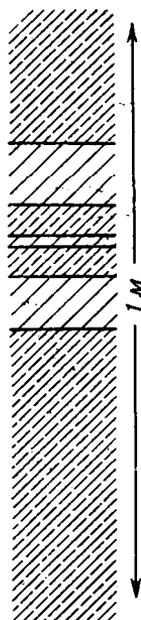
Накопление пород первого и второго ритмов происходило в первой половине кассинского времени, с началом которого совпадает смена карбонатного осадконакопления терригенным ($C_1t_1ks_1$).

Первый ритм начинается нормально-осадочными, морскими отложениями — песчаниками, алевролитами с прослоями органогенно-детритусовых известняков с многочисленными остатками фауны: брахиопод,



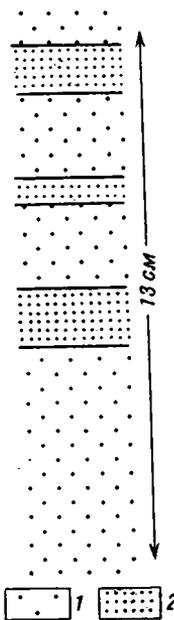
Фиг. 2. Характер ритмичности в отложениях сокурского горизонта

1 — известняки; 2 — известковистые песчаники; 3 — алевролиты



Фиг. 3. Характер переслаивания разноокрашенного материала

1 — сероцветные породы; 2 — красноцветные породы



Фиг. 4. Характер слоистости в отложениях четвертого ритма

1 — грубозернистый материал; 2 — тонкозернистый материал

пелелипод и т. п. Общая мощность терригенных образований 70 м. Выше повсеместно прослеживается горизонт туфов липаритового состава, зеленовато-серых, кристаллокластических, мелкообломочных. Его мощность 3—28 м. Туфы в разрезе образуют маркирующий горизонт. Граница туфов с лежащими ниже образованиями четкая, резкая. Общая мощность образований первого ритма 100 м.

Второй ритм слагается туффитами, туфопесчаниками, алевролитами, известняками, которые вверх по разрезу снова сменяются туфоалевролитами, туффитами и, наконец, туфами. Туфы, завершающие разрез второго ритма, аналогичны туфам первого ритма. Мощность туфов 5—22 м и даже 50 м. Туфы выделяются в виде четкого маркирующего горизонта.

В песчаниках нижней половины разреза собраны остатки растений, выше по разрезу — остатки брахиопод. М. В. Мартынова, определявшая фауну брахиопод, отмечала, что, несмотря на общий, по существу, комплекс брахиопод первой и второй пачек кассинского горизонта (соответствующих первому и второму ритмам), верхняя из них характеризуется обедненным составом при обилии экземпляров отдельных видов шухертелл, хонетид, камаротехий, что связано с изменением фациальных условий — обилием примеси пирокластического материала.

Строение отложений второго ритма показывает, что после выброса пирокластического материала в конце первого ритма подача его была сведена на нет постепенно, так как на смену туфам конца первого ритма последовательно пришли туффиты, туфопесчаники, а затем уже нормально-осадочные породы. В конце второго ритма вулканическая деятельность вновь приводит к смене осадочных пород вулканогенно-осадочными и завершается формированием маркирующего горизонта туфов.

Суммарная мощность отложений второго ритма 40—190 м.

Начало третьего ритма совпадает со второй половиной кассинского времени (C_{1t_1ksII}).

Третий ритм представлен последовательно сменяющимися друг друга осадочными породами: песчаниками, алевролитами, гравелитами; вулканогенно-осадочными породами — туффитами и завершается мощной (до 100 м) пачкой туфов липарито-дацитового состава, зеленовато-фиолетовых и светло-серых, витрокластических, мелкообломочных.

В верхах осадочной части разреза найдены обильные ядра и отпечатки брахиопод. Комплекс брахиопод позволяет относить вмещающие отложения ко второй половине кассинского времени.

Общая мощность образований третьего ритма 200 м.

Четвертый ритм начинается осадочными породами — зеленовато-бурыми и темно-фиолетовыми песчаниками и алевролитами. На фиг. 3 и 4 отражен характер переслаивания разноокрашенного материала и показан порядок чередования материала разной крупности.

Формирование отложений четвертого ритма завершилось накоплением игнимбритовых отложений, отвечающих по составу трахи-дацитам. Их мощность 50—100 м. Органических остатков, за исключением растительного детритуса, в зеленых алевролитах не встречено.

Общая мощность отложений четвертого ритма 200—300 м.

Извержение, приведшее к образованию игнимбритовых отложений, по времени приурочено к границе нижнего и верхнего турне. Соответственно граница четвертого и пятого ритмов совпадает с границей кассинского и русаковского (C_{1t_2rs}) горизонтов. После извержения игнимбритов, в начале русаковского времени восстанавливаются условия нормального морского осадконакопления.

Пятый ритм в основании сложен песчаниками, зеленовато-бурыми, средне-мелкозернистыми с маломощными прослоями известняков, а также песчаниками, слабоизвестковистыми с обильной и разнообразной фауной. В начале русаковского времени накопление песчаников на короткий промежуток времени было прервано пеплопадами, свидетелями которых в разрезе являются пепловые туфы с пепловым градом. Выше по разрезу дважды в виде невыдержанных на площади горизонтов отмечены туффиты, разделенные песчаниками, а в середине ритма — известняками. Все это говорит о том, что пятый ритм сложный. Смена нормально-осадочных отложений вулканогенно-осадочными может указывать на то, что он мог быть бы при наличии выдержанных горизонтов туффитов разделен на ритмы более низкого порядка. И сами извержения, поставившие пирокластический материал, были, видимо, слабые, что привело к накоплению туффитов, а не туфов. Общая мощность осадочных и вулканогенно-осадочных отложений пятого ритма 380 м.

Разрез пятого ритма завершается туфами липаритового состава, фиолетовыми, кристаллокластическими, среднеобломочными, образующими маркирующий горизонт. Мощность туфов до 75 м.

Особенность комплекса брахиопод, определенных из отложений пятого ритма — смещение ниже- и верхнетурнейских форм, указывающее на пограничное положение содержащих их отложений.

Общая мощность образований пятого ритма 455 м.

Шестой и седьмой ритмы по времени образования укладываются в рамки второй половины русаковского времени.

Шестой ритм снизу вверх слагается туффитами, голубовато-серыми с пепловым градом, туфопесчаниками, алевролитами с остатками брахиопод, криноидей, мшанок, трилобитов. Мощность 75 м. Выше по разрезу появляются андезитовые порфириды (мощность 25—125 м), затем конгломераты. Было установлено, что на участках выклинивания порфиритов перекрывающие их конгломераты замещаются песчаниками. Мощность конгломератов и песчаников 60 м.

Завершают разрез ритма игнимбритовые отложения — сваренные, спекшиеся и неспекшиеся туфы липаритового состава, лито-кристаллокластические, мелко-среднеобломочные. Мощность игнимбритовых отложений до 350 м.

Комплекс фауны отложений шестого ритма содержит в большом количестве характерные виды русаковского горизонта.

Общая мощность накоплений шестого ритма 610 м.

Седьмой ритм начинается пепловыми туфами, пришедшими на смену игнимбритовым отложениям, туффитами и выше по разрезу — песчаниками. Еще выше, аналогично тому, что отмечалось для шестого ритма, в разрезе появляются порфириды, конгломераты, замещающиеся по простиранию песчаниками и, наконец, туфы. Туфы липарито-дацитового состава, лиловато-серые, от витро- до лито- и кристаллокластических, мелко-среднеобломочные.

По простиранию вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканогенные отложения седьмого ритма замещаются достаточно мощной (до 475 м) пачкой известковистых песчаников и известняков с фауной, среди которой встречено обилие видов русаковского горизонта и отмечаются единичные экземпляры форм, типичные для лежащего выше ишимского горизонта.

Анализ приведенного фактического материала, иллюстрирующего строение выделенных в разрезе турнейских отложений ритмов, показывает, что в целом ритмы построены сходно, и отдельные отклонения от общей изложенной схемы строения ритма связаны с особенностями осадконакопления на разных этапах рассматриваемого отрезка геологической истории.

Как показано выше, мы имеем несколько случаев смены осадочных пород вулканогенными и, с другой стороны, различные переходы вулканогенных отложений в осадочные. В отдельных случаях нормально-осадочные породы по резкой, четкой границе сменяются туфовыми накоплениями, в других случаях, на смену песчаникам последовательно приходят туфопесчаники, туффиты, а затем уже туфы. В первом случае, по видимому, в бассейн седиментации одноактно поступило значительное количество пирокластического материала, во втором — подача пирокластического материала была растянута во времени.

Вверх по разрезу иногда просматривается смена туфов либо сразу осадочными породами, либо на смену туфам приходят сначала вулканогенно-осадочные породы (туффиты, затем туфопесчаники), а потом уже осадочные. Это происходит в результате того, что либо наступает мгновенное прекращение подачи пирокластике, либо она продолжает поступать во все увеличивающемся количестве.

Однако во всех приведенных случаях основной принцип предложенной схемы ритмичности — смена осадочных, морских отложений континентальными — выдерживается.

Смена терригенных песчаников туфопесчаниками, туфами и снова вверх по разрезу туфопесчаниками и терригенными песчаниками, сходная с нашей, описана В. А. Севастьяновым и В. В. Власовым (1968), изучавшими вулканогенные образования в отложениях терригенного девона Кировско-Кажимского прогиба.

Анализ изученного разреза убеждает нас также в том, что накопленные описанной выше вулканогенно-осадочной формации происходило не просто в условиях сопряженного вулканизма, но в обстановке его активизации. Как видно из приведенного разреза, общая мощность отложений увеличивается от 100 м (первый ритм) до 610 м (шестой ритм). При этом общее увеличение мощности происходит как за счет увеличения мощности вулканогенной составляющей разреза (мощность туфов, завершающих первый ритм, 30 м, мощность игнимбритовых отложений шестого ритма 350 м), так и за счет осадочной части разреза. Мощность вулканогенно-осадочных пород вверх по разрезу также увеличивается, что связывается с возрастающей ролью привнесенного пирокластического материала.

Анализ литологических особенностей пород, слагающих изученный разрез, показывает, что на протяжении рассматриваемого отрезка времени условия осадкообразования были более или менее сходные. Правда, во второй половине кассинского времени (третий и в особенности четвертый ритмы) отмечается как характерная особенность разреза появление красцветных пород, однако вверх по разрезу уже в нижнерукавовское время им на смену приходят сероцветные и зеленоцветные песчаники.

Размерность песчаников различных частей разреза достаточно хорошо выдержана. Преобладают мелко-среднезернистые породы, наряду с которыми присутствуют грубозернистые разности, а также гравелиты и конгломераты.

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет в первом приближении ставить вопрос о периодичности вулканической деятельности, т. е. оценить временной промежуток между эруптивными проявлениями. Общая продолжительность турнейского века 5—6 млн. лет. Следовательно, на протяжении нижнего турне крупные эрупции происходили через 0,5—0,7 млн. лет, а в верхнем турне — с интервалом 0,8—1,0 млн. лет.

Необходимо подчеркнуть, что не случайно выделенные нами ритмы соподчиняются со стратиграфическими подразделениями. Представляется, что правильность той или иной стратиграфической границы, проведенной на основании анализа фаунистических остатков, всегда тесно связана с фаціальным анализом. Методически правильный подход к расчленению разреза — выделение ритмов, циклов и т. д. — позволит при недостатке палеонтологического материала и даже при его отсутствии правильно проводить основные геологические границы.

Остановимся еще на обосновании континентальной обстановки накопления вулканогенных членов разреза, в частности игнимбритов. Петрографические признаки туфов — оплавленная форма кристаллических обломков, неправильная, изометричная и остроугольная форма литических и, наконец, форма витрических обломков в виде черепков, рогулек — позволяют думать, что пирокластический материал туфов до захоронения не испытал первичного перемещения в водной среде. Что касается обломочных пород, слагающих нижние горизонты ритмов, то они охарактеризованы морской фауной, сочетаются в разрезе с карбонатными породами, характеризуются достаточно высокой степенью сортировки и окатанности материала и имеют явный облик пород, сформировавшихся в водном бассейне.

Доказано, что при особых специфических извержениях в наземных условиях происходит сваривание и спекание обломков вулканического стекла (Влодавец, 1964). Если породы, классифицируемые как игнимбриты, встречаются среди морских отложений, как в нашем случае, можно ли делать вывод о смене условий морского осадконакопления наземным? Или могут создаваться условия подводного спекания и сваривания вулканического стекла? Если могут, то существуют ли критерии различия игнимбритов наземных и подводных?

Лишь в двух работах (Boer I de, 1963; Mutti, 1965) автором были встречены упоминания о подводных (submarine) игнимбритах².

Де-Бор (Boer de, 1963) описывает интересный пример субморской «law flow», по-видимому родственной извержению игнимбритов. В работе Е. Мутти (Mutti, 1965) рассматриваются игнимбриты, залегающие среди морских олигоценовых осадков, представленных песчаниками и мергелями, и ассоциирующиеся с трубидитами. По мнению указанного автора, одинаковая (до 5 м) мощность на большой площади (150 км²) наводит на мысль, что игнимбриты (встречено два пласта) образовались при подводных пепловых потоках (ash flow).

С точки зрения Е. Мутти, устанавливается полная аналогия и родство между подводными пепловыми потоками (газовая суспензия) и трубидитовыми потоками (водная суспензия). Автор допускает, что спекание достигается под большой гидростатической нагрузкой — в соответствии с экспериментами Р. Смита (Smith и др., 1958) для спекания риолитового стекла должно быть обеспечено давление 36 атм. при температуре 535°.

Е. Мутти, допуская возможность образования игнимбритов в подводных пепловых потоках, в своей работе не подчеркивает те признаки, которые характеризуют и отличают подводные игнимбриты от наземных. Ведь трудно допустить, что отличия в обстановке их образования не повлекли бы за собой появление отличий в структурных, текстурных и диagenетических признаках пород.

Из описания, приведенного Е. Мутти, следует, что подводные игнимбриты микроскопически аналогичны наземным. Правда, Е. Мутти пишет о вертикальной градации пород — в основании пласта отмечается преобладание обломков пород (lithic crystal tuff), в верхней части разреза — обломков стекла (vitric tuff). В описанных нами разрезах вертикальная градация не проявлена ни в туфах, ни в игнимбритах.

Наземные игнимбриты, участвующие в строении среднекаменноугольной Кызыладырской кольцевой структуры (Щербакова, Царева, 1969), были сравнены нами с турнейскими игнимбритами описанного выше разреза. Внешне сравнимые игнимбриты отличаются красновато-сиреневыми тонами окраски. На фоне основной массы породы четко выделяются вкрапленники полевого шпата и пламевидные фьямме. Иногда породам свойственна флюидалная текстура. Наряду с вкрапленниками полевого шпата отмечаются обломки пород размером до 5 см.

Минеральный состав сопоставляемых пород сходен. В состав главных минералов входят калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже кварц; второстепенные — рудные; аксессуарные — флюорит, циркон, апатит; вторичные — серицит, альбит, карбонат, эпидот, гематит, хлорит.

Химический состав идентичен: SiO₂ 75,24% в среднекаменноугольных игнимбритах, 70,9—73,7% — в турнейских; сумма щелочей Na₂O + K₂O для среднекаменноугольных пород 9%, для турнейских 7,72—8,99%. В обоих случаях игнимбриты отвечают породам липаритового ряда с отдельными отклонениями в сторону дацитов и трахитов.

Структурно-текстурные особенности пород также близки. Приблизительно на 70% они состоят из обломков девитрифицированного стекла и выделяющихся на их фоне вкрапленников, обломков минералов, реже обломков пород и фьямме. Обломки пород оплавленной формы по составу отвечают лавам ниже лежащих частей разреза. Фьямме — пламевидные обломки лав, в которых различаются вкрапленники минералов, их обломки и основная масса. Ориентированы фьямме согласно удлинению обломков стекла.

² В заглавии статьи Е. Мутти упомянут термин «flood tuff», а в скобках далее — игнимбрит, хотя flood tuff переводится, как «затопляющий туф».

Обломки девитрифицированного стекла основной массы пород имеют остроугольную, серповидную форму, плотно упакованы, сплавлены и обнаруживают ориентировку и обтекание обломков, минералов и пород. При девитрификации стекла в игнимбритах образовалась вторичная сферолитовая структура. В результате перекристаллизации в породах возникла микропойкилобластовая структура.

В работах последних лет, в частности в книге «Вулканогенные породы и методы их изучения», Е. Б. Яковлева обратила внимание на отличие структур перекристаллизации, свойственных эффузивам, сформировавшимся в наземных и подводных условиях. Указывается, что в лавах и туфах, сформировавшихся в наземной обстановке, развиваются главным образом микропойкилобластовые структуры, тогда как для подводных лав типичны микрогранобластовая и микророговиковая структуры основной массы. Далее в упомянутой выше работе говорится о том, что вторичная сферолитовая структура образуется в лавах и туфах в наземных условиях.

Опираясь на эти критерии, можно утверждать, что турнейские игнимбиты описанного выше разреза, характеризующиеся микропойкилитовой структурой перекристаллизации и вторичной сферолитовой структурой основной массы, образовались в наземной обстановке. В этом же нас убеждает показанное выше сходство с наземными игнимбритами, а также то, что игнимбитовые образования снизу вверх по разрезу пласта не обнаруживают закономерной смены пирокластического материала разной зернистости.

При установлении подводных условий формирования вулканогенных пород часто исходят из положения, что характерной чертой образования взрывчатой фации, сформировавшейся в водном бассейне, является ее парагенез с нормально-осадочными морскими отложениями. Может быть, в данном случае, рассуждая так, без учета всего комплекса признаков, можно было бы прийти к неправильному выводу о генетической принадлежности игнимбитовых отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разные типы осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород вулканогенно-осадочной формации обнаруживают определенное сочетание в разрезе: осадочные породы сменяются вулканогенно-осадочными (сначала туфопесчаниками, затем туффитами), наконец, вулканогенными породами (туфами и игнимбритами). Выше по разрезу туфы сменяются последовательно туффитами, туфопесчаниками, песчаниками. Иногда эта закономерность оказывается нарушенной и вверх по разрезу туфы непосредственно сменяются нормально-осадочными породами.

2. Мощности нижних и верхних ритмов вулканогенно-осадочной формации несоизмеримы, наблюдается закономерное увеличение мощности ритмов снизу вверх по разрезу. Увеличение мощности происходит как за счет увеличения вулканогенной составляющей (интенсификация вулканической деятельности), так и за счет осадочных пород (усиление контрастности тектонических движений).

3. Ритмы вулканогенно-осадочной формации в нижних горизонтах представлены морскими, в верхних — континентальными фациями.

4. Морские фации представлены последовательно сменяющимися друг друга снизу вверх прибрежными, более глубоководными и снова прибрежными накоплениями.

5. Континентальные фации — это туфы, периодически сменяющиеся игнимбритами.

6. Геосинклинальная вулканогенно-осадочная формация характеризуется ритмичностью строения разреза, обусловленной периодическим изменением хода колебательных тектонических движений и одновременно периодически проявляющейся вулканической деятельностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Бахтеев М. К., Мартынова М. В., Щербакова М. Н. Фаменские и нижекаменноугольные отложения Северного Прибалхашья.— Юбил. сб. трудов ЦКЭ МГУ, М., Изд-во МГУ, 1970.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойск Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 2 «Варисийские складчатые системы».— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 6.
- Ботвинкина Л. Н. Некоторые задачи изучения вулканогенно-осадочных отложений.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. Тр. Геол. ин-та, М., «Наука», 1968.
- Влодавец В. И. О термине «игнимбрит».— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 6.
- Наймарк А. А. Крупные ритмы в кайнозойском осадконакоплении на Северо-Востоке СССР.— Изв. высш. уч. завед., Геология и разведка, 1968, № 9.
- Севастьянов В. А., Власов В. В. Вулканогенные образования в отложениях терригенного девона Кировско-Кажимского прогиба (Кировская область).— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.
- Фролов В. Т. О ритмичности строения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклиория.— В сб.: Вопросы региональной геологии СССР, М., Изд-во МГУ, 1964.
- Щербакова М. Н. К вопросу о генетическом анализе разрезов вулканогенно-осадочных отложений.— III Научн. конфер. геол. ф-та МГУ, тезисы докладов, М., Изд-во МГУ, 1968.
- Щербакова М. Н. Комплексы вулканического шельфа на примере среднепалеозойских отложений Северного Прибалхашья.— Литол. и полезн. ископ., 1968, № 2.
- Щербакова М. Н., Царева Г. М. Игнимбриты Кызыладырской кольцевой структуры.— Вестн. Моск. ун-та, 1969, № 4.
- Voer I. de. The Geology of the Vicentinian Alps with Special Reference to their Paleomagnetic History. Thesis, State University, Utrecht, 1963.
- Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes Island (Greece). *Sedimentology*, 1965, vol. 5, No. 4.
- Smith R. L., Friedman I. and Zong W. D. Welded huffs, experimental I (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1958, 39.

МГУ
Москва

Дата поступления
30.XII.1968

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТОВ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ГАЛОГЕНЕЗА

В. И. СЕДЛЕЦКИЙ, Е. М. МЕЛЬНИКОВА

Приведены результаты исследования аутигенных карбонатов в верхнеюрских и нижнемеловых соляных отложениях юга Средней Азии. Описываются особенности состава карбонатов, их типоморфные признаки и закономерности распределения в различных соляных породах. В калийных солях карбонаты представлены в основном магнезитом, в галитах распространен доломит, изредка присутствует кальцит. Рассматривается эволюция кристалломорфологии карбонатов в зависимости от их химического состава и типов вмещающих соляных пород.

Аутигенное минералообразование в солеродных бассейнах в последнее время привлекает все большее внимание исследователей, однако многие стороны этого процесса недостаточно выяснены и нуждаются в дальнейших уточнениях. В частности, это касается карбонатообразования в соленосных отложениях.

Карбонатная стадия осадконакопления в процессе галогенеза протекает, как известно, на низкой ступени осолонения солеродного бассейна (14—15%). На более высоких стадиях его развития, при осаждении галита, калийных и калийно-магнезиальных солей, карбонаты составляют постоянную примесь в соляных породах.

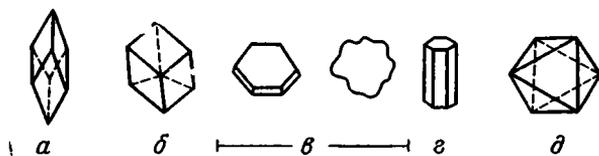
Основные черты эволюции карбонатообразования в процессе галогенеза были разработаны Н. М. Страховым (1963). Более детально образование и накопление карбонатов исследовано для начальных этапов галогенеза, тогда как в соляных породах карбонаты изучены менее подробно в силу ограниченности их распространения. Выяснение особенностей состава аутигенных карбонатов, их типоморфных признаков и закономерностей распространения в соленосном разрезе может способствовать решению вопросов о генезисе, строении и составе соляных толщ и, возможно, в некоторых случаях явится вспомогательным корреляционным признаком при сопоставлении разновозрастных соляных отложений.

Общий недостаток многих работ, посвященных описанию карбонатов в солях,— односторонняя диагностика минералов, главным образом по оптическим данным, и часто отсутствие кристалломорфической характеристики.

Нами изучались аутигенные карбонаты в соляных отложениях калийных месторождений Узбекской и Туркменской ССР (Гаурдакское, Карлюкское, Тюбеготанское, Кугитангское, Окуз-Булакское), а также месторождений каменной соли юго-западного Таджикистана, принадлежащих к верхнеюрской и нижнемеловой галогенным формациям, широко развитым на юге Средней Азии. Верхнеюрские галогенные отложения мощностью до 800 м и более (кимеридж-титон, гаурдакская свита) согласно залегают на фаунистически охарактеризованных известняках верхнего оксфорда. Нижняя часть соленосного разреза представлена толщей ангидритов с маломощными прослоями известняков, верхняя сложена ка-

менной солью, в которой в юго-западных отрогах Гиссарского хребта появляются пласты сильвинитовых и карналлитовых солей. Выше залегают без признаков несогласия красноцветные отложения неокома. Среди красноцветов выделяется вторая соленосная толща (валанжин, альмурадская свита) мощностью 50—100 м и более, представленная каменной солью с прослоями ангидритов и отдельными пластами сильвинитов.

Аутигенные карбонаты широко распространены в среднеазиатских соляных толщах, присутствуя в виде рассеянной примеси. Средние содержания их во фракциях $+0,25$ и $-0,25$ мм воднонерастворимых остатков составляют 30—60%. Карбонатный материал в солях представлен



Формы аутигенных карбонатов в соляных породах

a — кальцит; *b* — доломит; *в* — пластинчатый магнезит; *г* — призматический магнезит; *д* — псевдооктаэдрический магнезит

мелкими стяжениями (2—10 мм в диаметре) первично-хемогенной пелитоморфной массы и отдельными идиоморфными зернами. Крупнокристаллические выделения обычно приурочены к границам пелитоморфных стяжений с соляными минералами и образуют щеточные друзы и сростки мелких кристалликов. Последние произошли за счет перекристаллизации с укрупнением зерен микрокристаллических карбонатных агрегатов в процессе диагенеза и эпигенеза соляных пород. Кристаллы карбонатов заключены также внутри галита, сильвина и карналлита или рассеяны в трещинках между ними.

При исследовании карбонатов помимо определений под бинокуляром и в иммерсионных препаратах были выполнены химические, термические и рентгенометрические анализы мономинеральных фракций.

Наименьшим распространением в изученных соляных отложениях пользуется кальцит, встречающийся отдельными мелкими (0,1—0,15 мм) бесцветными кристаллами удлинённого облика, ромбоэдрического габитуса (4041), со следами растворения на гранях (фигура, *a*). По данным рентгенометрического анализа, — это марганцовистый кальцит, хотя его оптические свойства ($n_0 = 1,658$) соответствуют обычному кальциту. Интересно отметить, что в солях Буггингена (восточная часть Рейнского бассейна), Днепровско-Донецкой впадины и Предкарпатских месторождений (Hiller und Keller, 1965; Билонижка и др., 1966; Хрущов, 1967) зерна кальцита несут следы более интенсивного растворения, чем в среднеазиатских солях, в результате чего огранка их почти сглажена.

Основная масса карбонатов в солях представлена магнезитом и доломитом. Доломит образует бесцветные или розовые прозрачные и полупрозрачные кристаллы анизометричного облика, ромбоэдрического габитуса (10 $\bar{1}$ 1) (фигура, *b*), размером 0,1—0,5 мм, иногда 3—4 мм. Чисто доломитовый состав минерала подтверждается рентгенометрически, химический анализ свидетельствует о несколько повышенном содержании магния (таблица). Нередко кристаллы приобретают усложненную огранку в результате развития дополнительных граней, притупляющих ребра и вершины ромбоэдра. Ромбоэдрический габитус доломита, очевидно, наиболее широко распространен на большинстве соляных месторождений, хотя наблюдались также кристаллы таблитчатые (Жаркова, 1964), чечевицеобразные (Лашкевич, 1968), лепешковидные, или «сложной геометрической формы с развитой гранью пинакоида» (Хрущов, 1967).

Химический состав карбонатов

Компоненты	Доломит* из соляной толщи, Средняя Азия, Ст ₁	Доломит, Хейли, Он- гарно (Дир и др., 1966)	Магнезит* псев- дооктаэдричес- кий, из соляной толщи, Средняя Азия, I ₂	Магнезит* призматический из соляной тол- щи, Средняя Азия, I ₃	Магнезит* таб- литчатый, из соляной толщи, Средняя Азия, I ₂	Магнезит из жилы в пердо- лите, северо-за- падная Сербия (Дир и др. 1966)
MgO	24,48	21,12	43,78	46,36	46,7	45,43
CaO	27,27	31,27	4,5	1,41	0,9	1,66
FeO	0,07	0,22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,07
MnO	0,05	—	0,05	0,03	0,03	—
CO ₂	48,25	47,22	51,72	52,23	52,4	51,35
Сумма	100,12	99,97	100,05	100,03	100,03	98,51
No	1,682	1,681	1,697—1,702	1,700	1,703—1,705	—
Ne	—	—	1,510	1,510	—	—
Удельный вес	2,76	2,86	—	—	2,89	3,025

* Анализы выполнены в химической лаборатории Волго-Донского территориального геологического управления.

Магнезит в соляных отложениях встречается в виде трех типоморфных разновидностей. Первая, наиболее распространенная — кристаллы таблитчатого облика, пинакоидального габитуса. Грани призмы (1010) развиты в виде узкого пояса и иногда притупляются гранями ромбоэдров. В зависимости от степени развития призмы магнезит может иметь облик от таблитчатого до тонкопластинчатого, почти слюдоподобного и расщепляться по пинакоиду на отдельные пластинки ксеноморфных очертаний (фигура, в). Часто на грани пинакоида видны трехгранные пирамидальные выступы вициналей. Размер зерен в среднем 0,1—0,4 мм. Пластинки и таблички бесцветные, прозрачные или красноватые, иногда с первично-зональным строением.

В темно-серой каменной соли с запахом сероводорода зональность в магнезите выражена чередованием темных и бесцветных зон роста, соответствующих периодам повышения и понижения концентрации битуминозных частиц в окружающей среде во время роста кристалла. В окрашенных соляных породах магнезит часто обладает первично-зональной розовой окраской. По В. Н. Дубининой (1954), описавшей подобные зональные карбонаты на Верхнекамском месторождении, они кристаллизовались из рапы и имеют хомогенный синседиментационный генезис. Возможно также, что они образовались несколько позднее из межкристалльных рассолов уплотняющегося соляного осадка. На рентгенограмме пластинчатой разновидности магнезита проявились и линии сидерита. Из железистых магнезитов в среднеазиатских калийных солях был также обнаружен брейнерит (Ефименко, Азарова, 1960).

По справочной минералогической литературе для магнезита характерен ромбоэдрический габитус (Лазаренко, 1961; Бетехтин, 1956; Трегер, 1958). Однако находки пластинчатого магнезита в соленосных отложениях (Stewart, 1949; Дубинина, 1954; Пастухова, 1960) заставляют предполагать, что такой габитус магнезита не является редким и, видимо, характерен для аутигенных образований его в галогенных толщах на высоких стадиях осолонения.

Вторая разновидность магнезита — кристаллы удлиненного облика, призматического габитуса (фигура, г) — имеет ограниченное распространение. Кристаллы, как правило, непрозрачные, красновато-бурые, переполненные гидроокисно-железистой глинистой массой.

Третья разновидность — кристаллы изометричного облика, образованные комбинацией пинакоида (0001) и ромбоэдра, развитых примерно одинаково (фигура, д) (псевдооктаэдрический магнезит). В чистых светлоокрашенных соляных породах псевдооктаэдры бесцветные, водяно-прозрачные, в глинистых солях они теряют прозрачность, становясь красновато-бурыми. Химический состав псевдооктаэдрической разновидности сви-

детельствует об аномально высоком содержании кальция (см. таблицу), рентгенометрически минерал однозначно определен как магнезит.

Эволюция кристалломорфологических особенностей трех рассмотренных разновидностей магнезита от пластинчатой к призматической и далее к псевдооктаэдрической сопровождается изменением химического состава, выражающемся в заметном увеличении содержания кальция и некотором уменьшении содержания магния (см. таблицу).

Известно, что на состав минералов и их кристалломорфологию самое непосредственное влияние оказывают физико-химические условия среды минералообразования. Особенно наглядно это проявляется на примере карбонатов, являющихся хорошими индикаторами окружающей геохимической обстановки и отличающихся чрезвычайным богатством форм (Баранов, Шафрановский, 1963). Изменение состава аутигенных карбонатов в разрезе соляных отложений подчиняется определенной закономерности, заключающейся в повышении их магнезиальности с увеличением концентрации рапы солеродного бассейна (Страхов, Цветков, 1946; Дубинина, 1954; Яржемский, 1955; Пастухова, 1960).

В среднеазиатских соляных отложениях четко прослеживается связь между соотношением и типоморфными особенностями карбонатов и составом вмещающих пород. Кальцит как минерал, характерный для более низких стадий галогенеза, наблюдается в незначительных количествах только в пачках каменной соли в ассоциации с магнезитом и доломитом.

Доломит сосредоточен в каменной соли. В калиеносных зонах содержания его резко уменьшено, а в пластах калийных солей он почти не встречается. Связь доломита с каменной солью прослежена многими исследователями (Яржемская, 1954; Пастухова, 1960; Schlocker, 1963). Отмеченные особенности распределения доломита в соляной толще отличаются от описанных Н. М. Страховым, который указывает, что «доломит в качестве основного карбонатного минерала удерживается в большинстве случаев в ангидритах, но в галитах и калиевых солях замещается смесью кальцита и магнезита (Страхов, 1963, стр. 293).

Наибольшее распространение в среднеазиатских соляных породах имеет магнезит, сконцентрированный преимущественно в калийных солях, но постоянно присутствующий и в каменной соли. Распределение описанных разновидностей магнезита в соляных отложениях тесно связано с химическим составом вмещающих пород. Псевдооктаэдрический магнезит встречается в небольших количествах в каменной соли в ассоциации с доломитом, в сильвинитах псевдооктаэдры наблюдались очень редко. Призматическая разность обнаружена только в районе развития мощных карналлит-сильвинитовых пластов на Карлюкском месторождении (юго-восточная Туркмения). Пластинчатый магнезит характерен для всех калийных солей сильвинитового и карналлитового состава.

Зависимость кристалломорфологии карбонатов от состава солей наблюдала В. Н. Дубинина (1960), отмечая, что в карналлитовых породах Верхнекамского месторождения для карбонатов характерна пластинчатая форма, тогда как с разбавлением концентрации рапы в нижних частях разреза они приобретают почти изометрическую форму. В девонской соляной толще Туз-Тага, где концентрация рапы доходила только до садки сильвино-галита, наблюдается смена форм карбонатов от ромбоэдрической (доломит) в галитах до псевдооктаэдрической (доломит — магнезит (?)) в сильвино-галитах. Пластинчатый магнезит развит мало (Пастухова, 1960).

Установлено, что кристаллы природных минералов с течением времени в процессе понижения концентрации раствора покрываются гранями с все меньшими плотностями. Для кальцита, в частности, это выражается эволюцией габитуса от пинакоида к основному ромбоэдру, затем через призму к скаленоэдру и острому ромбоэдру (Евзикова, 1958).

В процессе галогенеза наряду со сменой минеральных видов карбонатов в сторону более магнезиальных (кальцит — доломит — магнезит) происходит эволюция их габитуса, подтверждающая описанную выше тенденцию. С повышением концентрации рапы остроромбоэдрический кальцит сменяется доломитом в виде основного ромбоэдра, который затем уступает место псевдооктаэдрическому и далее пинакоидальному и призматическому магнезиту.

Таким образом, смена минеральных видов карбонатов в сторону более магнезиальных с увеличением концентрации рапы и изменением химического состава пород сопровождается эволюцией облика кристаллов от изометрического к пластинчатому.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. Ф., Шафрановский И. И. Кристаллы кальцита из Букукинского и Белухинского вольфрамитовых месторождений.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1963, № 6.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Билонижка П. М., Винар О. Н., Мельников В. С. Минеральный состав глины калийных месторождений Прикарпатья.— В сб.: Вопросы минералогии осадочных образований, 1966, кн. 7.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 5, М., «Мир», 1965.
- Дубинина В. Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 29.
- Дубинина В. Н. Описание карналлитовых пород, пройденных скважиной 75 в 1950 году в районе Соликамского рудника Верхнекамского месторождения.— Тр. ВНИИГ, 1960, вып. 40.
- Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы минералов в процессе их роста.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1958, т. 87, вып. 6.
- Ефименко Л. С., Азарова Е. И. К минералогической характеристике Окуз-Булакского соляного месторождения.— Изв. АН ТуркмССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960, № 3.
- Жаркова Т. М. Петрография и минералогия каменных солей юго-западной части Сибирской платформы в связи с их калиеносностью.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Ишниеязов Д., Мухамеджанов С., Пертенава В. А. К минералогии соляной толщи Тюбеготана.— Узб. геол. журн., 1962, № 4.
- Корневский С. М., Лифанов Б. А. Новые данные о калиеносности галогенного кунгура северного Прикаспия в полосе между Индером и Темирлом.— Тр. Всес. геол. ин-та, информ. сб., 1960, № 37.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Киев, Гос. изд. техн. лит. Укр., 1951.
- Лашкевич А. Минералы цехштейновых соляных куполов.— Зап. Всес. минералог. о-ва, 1968, серия 2, ч. 97, вып. 1.
- Маркевич С. В., Александров Х. М., Литвиненко Э. Е. Общая характеристика нерастворимого остатка сильвинитовой руды Старобинского месторождения.— Изв. АН БССР. Сер. физ.-техн. наук, 1962, № 2.
- Пастухова М. В. Вещественный состав соляных пород соленосной толщи среднего девона Тувинской автономной области.— Тр. ВНИИГ, 1960, вып. 40.
- Страхов Н. М., Цветков А. И. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соленых лагунных водоемов.— В сб.: Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер., 1946, вып. 3.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Хрущов Д. П. О возможности дифференцирования разновозрастных соляных толщ.— Литология и полезн. ископ., 1967, № 1.
- Яржемская Е. А. Вещественный состав галопелитов.— Тр. ВНИИГ, 1954, вып. 29.
- Яржемский Я. Я. О роли доломита и магнезита в соленосных толщах.— Докл. АН СССР, 1955, т. 104, № 4.
- Hiller I. und Keller P. Untersuchungen an den Gösern der Kalisalzagerstätte Buggingen. Kali u. Steinsalz, 1965, Bd. 4, H. 6.
- Schlocker I. Mineralogy of caprock and salt of Tatum Lamar County, Mississippi. Geol. Soc. America Spec. Paper, 1963, № 73.
- Stewart F. H. The petrology of the evaporites of the Eskdale № 2, boring east Yorkshire, Part 1, The lower evaporite Bed, Mineral. Mag., 28, 621, 1949.

УДК 551.33

ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИКИ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА В СТРОЕНИИ ДОННОЙ МОРЕНЫ

Ю. А. ЛАВРУШИН

Изучение донных морен плейстоценовых оледенений и мореносодержащего льда современных ледников показало, что основные особенности их строения находятся в строгой зависимости от типа движения ледника. Благодаря этому в моренных толщах образуются текстуры, отражающие динамику движения ледника и переноса материала льдом.

Несмотря на то, что донные морены изучаются очень продолжительное время, вопросы строения их остаются недостаточно разработанными. Наибольший интерес представляют работы П. Н. Кропоткина (1876), Виркалы (Virkkala, 1952), Р. Флинта (1963), Е. В. Шанцера (1966, 1968), Г. Слайтера (Slater, 1926), Рихтера (Richter, 1929). В настоящее время в литературе существуют серьезные разногласия в вопросе об условиях, в которых происходит формирование донных морен. Одни исследователи до сих пор считают, что образование донных морен происходит при поверхностном таянии льда у края ледника, другие связывают их накопление с подледным таянием в краевой части ледника, третья группа исследователей развивает представления о том, что аккумуляция донной морены происходит под движущимся ледником. Настоящая статья посвящена дальнейшему обоснованию взглядов последней группы исследователей. В конечном итоге эти представления позволяют рассматривать донную морену как закономерно построенную толщу пород, в своей совокупности образующих особый генетический тип континентальных отложений.

Изучение мореносодержащего льда современных ледников Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена, Гренландии и плейстоценовых морен Русской равнины и Польши показало, что основные особенности строения донных морен находятся в строгой зависимости от типа движения ледника. Как показано в многочисленных работах гляциологов (Най, 1964; Робин, 1964; Шумский, 1955), движение ледника — очень сложный процесс. Глетчерный лед физически своеобразен и обладает свойствами хрупкого и пластичного тела. В связи с этим в ледниках сочетаются различные типы движения льда: пластическое, движение по линиям внутренних сколов и глыбовое. В разных условиях значение каждого из этих компонентов общего поступательного движения ледника бывает неодинаковым. Тем не менее различные типы движения льда обуславливают возникновение в толщах мореносодержащего льда, являющегося аналогом отложенных плейстоценовых донных морен, особой категории текстур, выделенных в группу гляциодинамических (Лаврушин, 1968, 1969; Шанцер, 1966, 1968). Разным типам движения льда свойственны различные типы гляциодинамических текстур. Таким образом, эти текстуры позволяют понять внутреннюю сущность строения и накопления донных морен.

П. А. Шумский (1955), рассмотрев основные типы динамометаморфизма льда в движущихся ледниках, с пластическим течением льда связывает метаморфизм течения и давления. Эти типы метаморфизма создают в мореносодержащем льде специфические текстуры, сохраняющиеся в отложенных моренах плейстоценового возраста, которые выделены в виде соответствующих гляциодинамических текстур течения и давления.

Метаморфизм течения — это те изменения, которые возникают в толще льда в процессе пластической деформации сдвига. Вследствие малой прочности льда пластическое течение всегда сопровождается скольжением серии пластин по внутренним плоскостям среза, по которым происходит дифференцированное послойно-пластичное течение льда. Отражением такого типа движения являются описанные многочисленными исследователями огивы на поверхности ледников и полосчатость льда, образованные чередованием так называемых голубых лент фрикционно-режеляционного льда (Шумский, 1955) с лентами мутного «грязного» льда, обогащенного пузырьками воздуха¹. Образование огив и соответствующей полосчатости льда связывается с возникновением периодического плавления по внутренним плоскостям скольжения под влиянием теплоты трения (Шумский, 1955). Полосчатость, свидетельствующая о послойно-пластичном движении льда, бывает четко выражена как в мореносодержащем льде, так и в отложенных моренах. Важно подчеркнуть, что при образовании голубых лент в процессе периодического таяния происходит отсадка грубого материала к нижнему контакту ленты, что в отложенных моренах находит свое отражение в виде песчаных присыпок. В результате нередко в толщах морен можно видеть полосчатость или плитчатость (фототаблица I, 1, 2).

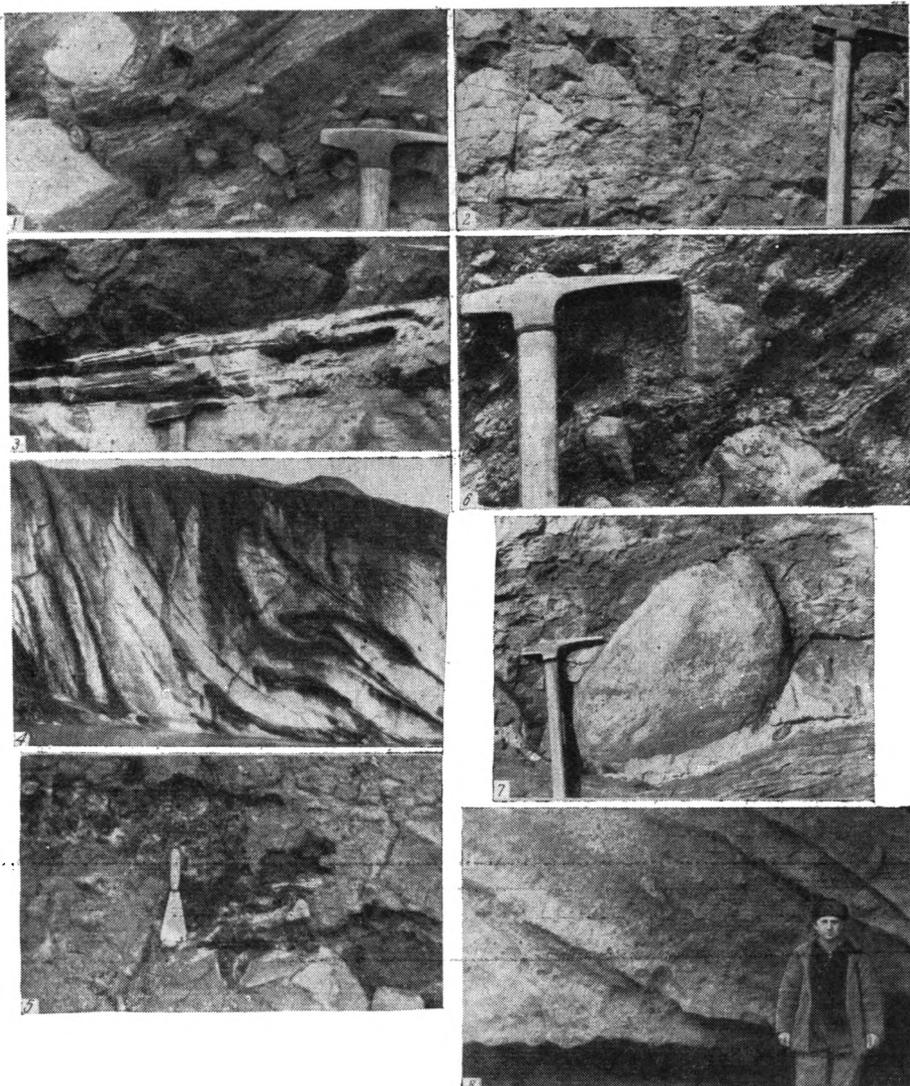
Активно воздействуя на ледниковое ложе, ледник в процессе пластического течения может захватывать подстилающие породы в виде полос или языков, образуя гляциодинамические текстуры захвата. Отражение явления захвата пород ледникового ложа неоднократно наблюдалось нами в различных районах (фототаблица I, 3) и уже достаточно хорошо описано в литературе (Лаврушин, 1969; Шанцер, 1966, 1968).

Кратко остановимся на гляциодинамических текстурах давления, также возникающих в процессе пластического течения. Метаморфизм давления в движущемся леднике проявляется в двух формах: течение выдавливания и временного плавления — режеляции льда (Шумский, 1955).

Течение выдавливания возникает на отдельных участках ледника в результате ориентированного избыточного одностороннего давления. Наиболее характерно течение выдавливания для придонных частей ледника и часто сопровождается складкообразованием. Очень часто текстуры выдавливания появляются при слиянии двух ледников, образуя в «зоне шва» сложную складчатость (фототаблица I, 4). В толще мореносодержащего льда текстуры выдавливания также встречаются нередко при наличии каких-либо препятствий на ледниковом ложе. Часто они бывают видны и в ископаемых толщах. Масштаб их проявления может быть совершенно различным (фототаблица I, 5).

В мореносодержащем льде, пластичность которого уменьшена примесью минеральных частиц, часто избыток давления не может устраниться процессом выдавливания. В этом случае происходит частичное плавление, которое способствует образованию шлиров и линз компрессионно-режеляционного льда. Этот лед возникает в результате замерзания талой воды после устранения избытка давления. Другая сторона

¹ Полосчатая или ленточная текстура ледников описана в многочисленных гляциологических работах. Эта текстура имеет ложкообразное залегание и на поверхности ледников обычно бывает выражена в виде выпуклых вниз по течению глетчера дуг, чаще всего называемых гляциологами «огивами». По цвету ленты, образующие полосчатую текстуру, делятся на голубые и «грязные».



Фототаблица I

1 — полосчатость в толще мореносодержащего льда в концевой части ледника Бертель (Шпицберген); наклон лент обусловлен последующим движением крупной чешуи льда по надвигу; 2 — реликты текстур послойно-пластичного течения — плитчатая морена (район Углича); 3 — текстуры захвата вислинской мореной нижележащих аллювиальных песков (разрез Мохты, Польша); 4 — текстуры выдавливания в «зоне шва» двух ледников (Шпицберген, Ван-Колен-Фьорд); 5 — складка в морене, образованная брекчированны-

ми ленточными глинами (разрез Гурь-Кальвари, Польша); 6 — текстуры уплотнения, образованные шлирами компрессионно-режеляционного в толще мореносодержащего льда ледника Бертель (Шпицберген); 7 — реликты шлиров компрессионно-режеляционного льда в донной морене над валуном (район Углича); 8 — гляциодинамическая текстура движения по линии внутреннего скола; в правой части снимка видна чешуя мореносодержащего льда, надвинутая на более чистый лед (ледник Бертель, Шпицберген)

этого же процесса заключается в том, что во время режеляции в целом происходит уменьшение содержания льда в толще мореносодержащего льда. Наконец, в-третьих, в это же время в процессе периодического таяния также происходит отсадка грубого материала к основанию плоскости микросреза (шлира). В конечном итоге создаются своеобразные текстуры, образованные компрессионно-режеляционным льдом, которые выделены в виде гляциодинамических текстур уплотнения. Реликты этих текстур нередко можно наблюдать и в ископаемых моренных толщах (фототаблица I, 6, 7).

Другой тип текстур уплотнения обусловлен также процессом метаморфической режеляции давления. Насыщенность валунами мореносодержащего льда вызывает искажение поля напряжений в прилежащем к нему объеме льда. Поскольку каждый валун является своеобразным упором и увеличивает неравномерность давления, вокруг него происходит частичная режеляция. Морфологическими признаками ее служат корочки, или «рубашки», компрессионно-режеляционного льда вокруг валунов в толще мореносодержащего льда. Реликты этого процесса наблюдаются и в ископаемых моренах. При извлечении валуна из толщи морены нередко можно видеть, что его гнездо выстлано относительно опесчаненным ожелезненным материалом, появление которого можно понять только с позиций признания широкого распространения метаморфической режеляции давления.

Характеризуя в целом направленность этого процесса, необходимо подчеркнуть, что он приводит к уплотнению, уменьшению количества льда в основной массе мореносодержащего льда еще под движущимся ледником и превращению ее в мало пластичную неподвижную льдистую морену. В результате отложение донной морены происходит в зоне аккумуляции, минуя водную фазу. В широком смысле с текстурами уплотнения связан ряд мелких текстурных особенностей моренной толщи. В то же время текстуры течения обуславливают появление полосчатости, плитчатости и сланцеватости.

Вероятно, описанные гляциодинамические текстуры характеризуют разные стадии в накоплении донной морены, отражающие соответствующие этапы в развитии ледникового покрова или ледника. Но обоснование этого положения требует дополнительных исследований.

Послойно-пластичный тип движения льда обуславливает и некоторые другие особенности строения морены. Первая из них — ориентировка длинных осей валунов, совпадающая с направлением движения льда. Этот факт давно установлен и подтвержден многочисленными исследователями. Вторая особенность связана с ледниковой обработкой валунов, механизм которой был описан Е. В. Шанцером (1966). Третья особенность донных морен — их значительная уплотненность, обусловленная процессом метаморфизма давления и отражающая своеобразный подледный тип диагенетического преобразования осадка (Лаврушин, 1969; Шанцер, 1966). Все указанные особенности совершенно однозначно указывают на отложение донной морены под движущимся ледником.

Как указывалось выше, другим типом движения ледника является движение по внутренним плоскостям сколов. Этот тип движения и образуемые им структуры хорошо описаны в литературе (Лаврушин, 1969; Шанцер, 1966; Шумский, 1955; Richter, 1929; Phillip, 1920; Slater, 1926; Virkkala, 1952), поэтому на рассмотрении его отражения в строении донной морены мы остановимся очень кратко.

Движение по линиям внутренних сколов оказывает также существенное влияние на строение донной морены. С этим типом движения связано образование плоскостей разрыва, возникновение которых может быть обусловлено уменьшением уклона ледникового ложа, уменьшением мощности ледника и увеличением содержания моренного материала (Шумский, 1955). Таким образом, рассматриваемый тип характерен не для какой-либо определенной динамической зоны, а для многих из них. Морфологические проявления движения льда по линиям внутренних сколов бывают выражены в серии надвигов, а в отложенных моренах в виде чешуй (фототаблица I, 8; фототаблица II, 1). Важно лишь подчеркнуть, что гляциодинамические текстуры сколов часто сопровождаются вторичными текстурами пластического течения. Эти текстуры представлены в виде развальцовки породы, образования складчатости, гофрировки подошвы висячего блока надвига и т. д. (фототаблица II, 2, 3).



Фототаблица II

1 — надвиговая чешуя в морене вислинского оледенения (разрез Мохты, Польша);
2 — вторичные текстуры пластического течения в принадвиговой зоне (разрез Мохты, Польша); 3 — развальцовка пород в основании висячего крыла моренной чешуи (а)

Изложенные материалы позволяют уже на этой стадии отметить, что донная морена образуется и откладывается под ледником в процессе его движения. Ее образование представляет собой очень своеобразный тип осадочного процесса, в котором стадии транспортировки, собственно седиментации и раннего диагенеза не отграничены четко друг от друга. Вследствие этого в моренных толщах образуются текстуры, отражающие динамику движения ледника и переноса материала льдом. Часть гляциодинамических текстур имитирует слоистость, но генетически они не имеют ничего общего с обычной слоистостью водных потоков или бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кропоткин П. Н. Исследование о ледниковом периоде.— Зап. Русского геогр. о-ва, 1876, т. I, вып. 1.
- Лаврушин Ю. А. По ледникам Шпицбергена.— Природа, 1968, № 9.
- Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена.— «Наука», 1969.
- Най Д. Ф. Распределение напряжений и скоростей в ледниках и ледниковых щитах.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.
- Робин Г. Движение льда и распределение температуры в ледниках и ледниковых щитах.— В кн.: Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М., «Прогресс», 1964.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена.— М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— «Наука», 1966.
- Шандер Е. В. О динамике накопления и характерных свойствах основных морен материковых оледенений.— Тезисы докл. Всес. межведомств. совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Смоленск, 1968.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения.— Изд. АН СССР, 1955.
- Phillipp H. Geologisch Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung and die Entstehung der Gletschertextur.— Neues Jahrb. Geol. and Paleontol. 1920, Bd. XLIII.
- Richter K. Studien über fossile Gletscherstruktur.— Z. Gletscherkunde, 1929, Bd. 17, H. 1—3.
- Slater G. Glacial tectonik as reflected in disturbed drift deposits.— Proc. Geologists. Assoc., 1926, v. 37, № 4.
- Virkkala K. On the bed structure of till in Eastern Finland.— Bull. Commiss. géol. Finlande, 1952, v. 25, № 157.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления:
21.V.1969

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.311.21

СОЛИФЛЮКЦИЯ У ЭКВАТОРА

В. И. ЕЛИСЕЕВ

Наблюдения за солифлюкционными процессами проводились в Республике Конго (Браззавиль) — в горах Майомбе (между параллелями 4° — $4^{\circ}30'$ ю. ш.) и на плоскогорье Шайю (между параллелями 2° — $3^{\circ}30'$ ю. ш.).

На территории Республики Конго южнее экватора четко выделяются следующие крупные формы рельефа (с юго-запада на северо-восток): прибрежная низменность, горная цепь Майомбе, впадина рек Ниари-Нианга, плоскогорье Шайю и плато Батеке. Ниже приводится краткая орографическая характеристика гор Майомбе и плоскогорья Шайю, которые служили объектами геологических исследований.

Горная цепь Майомбе шириной 50 км протягивается с юго-востока на северо-запад параллельно берегу Атлантического океана. Абсолютные отметки цепи обычно 300—500 м, отдельные вершины — до 810—930 м. Она расчленена глубокими и узкими долинами. Относительные превышения водоразделов над долинами 200—300, иногда 400 м. Над прибрежной низменностью горы возвышаются на 200—400 м.

Наряду с сильно расчлененными площадями в горах имеются равнинные участки (поверхности водоразделов), на которых развита кора выветривания химического типа. Хребет Майомбе — молодое поднятие, формирующееся в настоящее время. Всюду видны следы проявления современных тектонических поднятий (наличие докольных пойма, водопавов и т. д.). В целом рельеф гор характеризуется мягкими формами.

Для плоскогорья Шайю типичны обширные плоские водоразделы (длиной 7—10 и шириной до 2 км) и абсолютные высоты 600, местами 700—800 и даже 850 м. На выровненных водораздельных пространствах прослеживается покров коры выветривания, мощность которого осталась невыясненной, но, по-видимому, значительная. Относительные превышения водоразделов над днищами долин обычно не превышают 50—70—100 м, т. е. значительно меньше в сравнении с такими в горах Майомбе.

Обследованная часть территории Республики Конго характеризуется субэкваториальным климатом.

По южной окраине плоскогорья Шайю, по данным Веннетье (Venetier, 1966), осадков в год выпадает 1560 мм (населенный пункт Сибити) и 1640 мм (населенный пункт Моссенджо).

В распределении осадков прослеживаются четыре периода: два сухих (большой и малый) и два дождливых (большой и малый). Большой сухой период продолжается с середины мая по 15 октября, когда совсем нет осадков или количество их незначительно. Малый дождливый сезон начинается в октябре и заканчивается в декабре. Малый сухой период — в январе, и, наконец, большой сезон дождей — с февраля до середины

мая с максимумом осадков в марте или апреле. Однако в разные годы происходит некоторое смещение указанных периодов.

Плоскогорье Шайю и хребет Майомбе почти полностью покрыты трудно проходимыми влажными лесами (гиелями) с поэтажным расположением деревьев. Верхний «лесной этаж» высотой 40—60 м состоит из ценных пород деревьев — лимба, ироко, красного и др., расположенных на значительном расстоянии друг от друга (4-5 деревьев на 1 га).

Под лесными массивами плоскогорья Шайю и хребта Майомбе развиты красно-желтые ферролитные почвы — верхняя часть коры выветривания. В джунглях идет очень интенсивное химическое выветривание. Дождевые воды, насыщенные органическими кислотами гумусового ряда и углекислым газом (за счет разложения огромного количества органического вещества), — очень активные разрушители пород. Возникающие почвы имеют большую мощность и кислый характер.

Здесь господствует типичный промывной режим. Дождевые воды, просачиваясь в поверхность земли, выносят такие подвижные элементы, как К, Са, Na. Частично выносятся также малоподвижные соединения Fe, Al, Si. В основном же они накапливаются, окрашивая почву в желтый и красный цвета; цементируют глину, образуют на ней пленки, корочки. Возникает «дырчатая» почва, в которую легко проникает воздух.

Несмотря на то, что в джунглях отмирает огромное количество растительности, гумуса в почве мало в связи с быстрым разложением опада и большим выносом распада в реки поверхностным и грунтовым стоком.

Почвенный профиль начинается элювиальным горизонтом — лесной подстилкой (5—10 см) и гумусным подгоризонтом мощностью 0,1—0,8 м, которые сменяются иллювиальным горизонтом. Последний представлен желтыми и красными глинами мощностью несколько метров.

Занимаясь геологическими исследованиями в указанном выше районе, я столкнулся с интересными проявлениями склоновой денудации — течением переувлажненного грунта. О перемещении грунта вниз по склону свидетельствовали многочисленные признаки «пьяного» леса (нередко деревья росли перпендикулярно поверхности склона), а также явно начальные образования: языки (длина 3—5 и ширина 1—3 м), бугры (высота 1—3 м и несколько метров в диаметре) и своеобразные, напоминающие морские волны валы, протягивающиеся вдоль подошвы склона на расстояние нескольких десятков метров. Течению грунта, или солифлюкции¹, принадлежит основная роль в преобразовании склонов, тогда как размыв склонов дождевыми водами вследствие сильной залесенности практически отсутствует, и, следовательно, делювиальные отложения не возникают. Мысли о том, что размыв не проявляется на залесенных или задернованных склонах, высказывались и ранее. Так, Е. В. Шанцер (1966) указывает, «что при наличии плотного дернового покрова или сплошного слоя лесной подстилки даже при очень напряженных ливневых дождях и на крутых склонах смыв практически не имеет места» (стр. 137).

С началом сезона дождей (в октябре) иссушенные породы склонов долин жадно впитывают влагу. Мне не раз приходилось бывать на склонах, у их подножий во время сильных ливней. Но не заметно было какого-либо течения воды по их поверхности, если не принимать во внимание дождевых струек по тропам, проложенным кое-где человеком. Надо иметь в виду и то обстоятельство, что капли дождя, падая на густую крону деревьев, сильно распыляются. Поверхность склона орошается очень мелким, как бы морозящим дождем. Это снижает возможность образования потоков на склоне и ведет к тому, что вся или почти вся вы-

¹ Под солифлюкцией, как и другие исследователи, мы понимаем всякие процессы течения переувлажненного грунта вниз по склону. В условиях тропиков процессы течения переувлажненного грунта по склону получили название тропической солифлюкции (Шанцер, 1966).

павшая вода, по крайней мере в первые дни дождливого сезона, проникает в грунт, впоследствии вызывая его переувлажнение. Таким образом, в начальный период дождливого сезона о размыве склонов не приходится говорить уже потому, что на их поверхности нет никаких потоков.

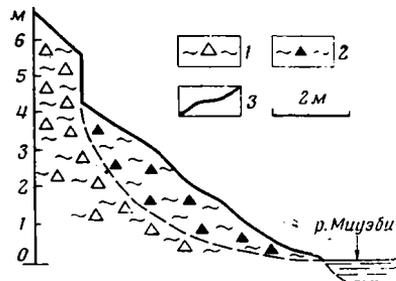
Переувлажненный до вязко-текучей консистенции поверхностный покров склонов речных долин (сложенный глинами перетолщенной коры химического выветривания) смещается вниз по склону. Движение грунта идет вместе с лесной подстилкой без нарушения ее сплошности.

Двигаются и огромные деревья, наклоняясь к подошве склона. Когда перемещение солифлюксия приостанавливается по каким-либо причинам,

деревья вновь начинают расти вертикально и их стволы изгибаются. В нижней части склона многие деревья падают, образуя естественные мосты через реки. Иногда у подножья склона можно увидеть целые кладбища лесных великанов. В тех местах, где склон долины подмывается рекой, нередки срывы и осыпи солифлюкционного покрова. Чаще эти срывы имеют треугольную форму, реже — циркообразную (фиг. 1). Срывы треугольной формы имеют около 6 м поперек и около 10 м вдоль склона у основания. Толщина срыва 1—1,5 м. Примерно такие же размеры имеют срывы и циркообразной формы. Оползающая и оплывающая при этом масса имеет вид глинистой брекчии. Это сильно набухшие (но не до киселеобразного состояния) раздробленные в щебенку глины с обломками коренных пород или без них. Тропическая солифлюкция наблюдается как на пологих склонах, так и на крутых (около 45—50°). При этом на крутых участках склонов солифлюкционные процессы, по нашим наблюдениям, идут интенсивнее, чем на более пологих. Дело в том, что солифлюкционные массы на склоны поступают, по-видимому, в основном с лежащих выше выровненных участков, сложенных глинами коры химического выветривания, а не формируются заново в пределах самого склона. К этому случаю явно неприменимо утверждение Е. В. Шанцера (1966), что вязко-подвижная «форма течения грунта почти неизвестна для склонов круче 20—30°, так как при столь большой крутизне поверхностный и внутригрунтовый сток настолько интенсивен, что препятствует увлажнению грунта» (стр. 147).

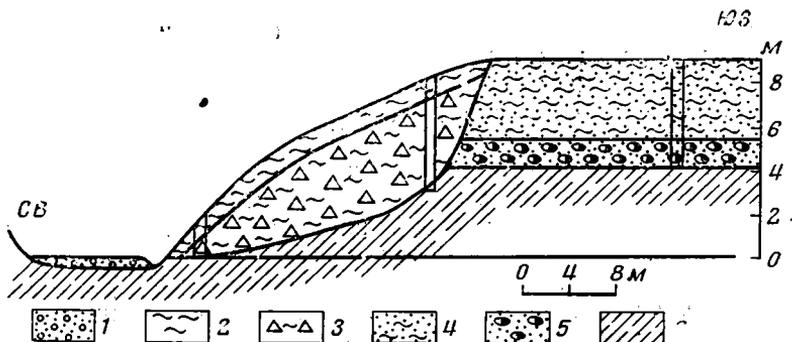
Впрочем, процессы химического выветривания с образованием глин идут и на самих склонах, в том числе и крутых. Под толщей солифлюксия коренные породы всегда более или менее выветрелые. Обломки в толще солифлюксия также затронуты процессами выветривания. Интересно отметить при этом, что совершенно не окатанные, остроугольные обломки, выветриваясь, приобретают иногда округлые формы. Текучая вода в формировании обломков отмеченной формы никакого участия не принимает. Заметим также, что коренные породы затронуты процессами выветривания всегда интенсивнее, чем их обломки из лежащей выше толщи солифлюксия. Это, по-видимому, связано с тем, что на поверхности коренных пород легко задерживаются атмосферные воды (в силу ее неровности), богатые органическими кислотами, и, следовательно, очень активные как разрушители пород. В некоторых местах (например, на правом склоне долины р. Мантину, в верховьях) кварциты под толщей солифлюксия разрушены на глубину 3 м.

Солифлюкционные отложения, опускаясь к руслу реки, уменьшаются в мощности и у самого русла выклиниваются (фиг. 2). Это, несомненно,

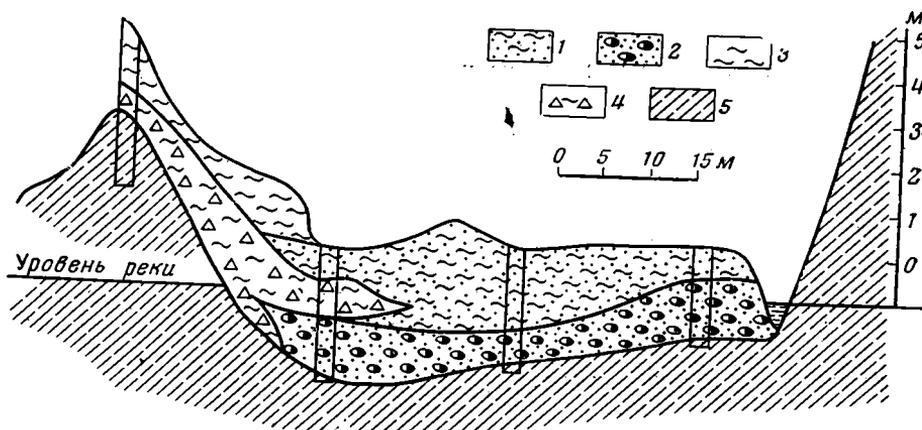


Фиг. 1. Циркообразная форма срыва солифлюкционного покрова в разрезе р. Мнуэби

1 — глина со щебнем; 2 — глинистая брекчия; 3 — плоскость срыва



Фиг. 2. Поперечный профиль долины ручья Грушевидного в 50 м выше устья
1 — палечник русла; солифлюкционные осадки: 2 — глина, 3 — глина со щебнем; отложения 9-метровой террасы: 4 — глина, 5 — галечник; 6 — коренные породы



Фиг. 3. Схема фациального замещения аллювия солифлюксом (составил В. И. Елисеев по материалам Ю. И. Новожилова). Аллювиальные отложения:

1 — глина песчаная; 2 — галечник; солифлюкционные осадки: 3 — глина, 4 — глина со щебнем; 5 — коренные породы

связано с подмывом склона потоком. Там, где подмыва нет, в долине наблюдается чередование аллювия и солифлюксия (фиг. 3). Иногда в долине доминируют солифлюкционные отложения, а аллювий прослеживается лишь в виде линз, например, в верховьях долины р. Мантину, где постоянный поток отсутствует.

Солифлюкционные накопления иногда перегораживают неширокие долины, подпруживая водотоки. Так, в 0,5 км от устья небольшого правого притока р. Бисеме солифлюкционные глины и глыбы гранита до 3 м в поперечнике перегородили долину по длине на 40 м, в результате чего образовалось озерко. Солифлюкционные накопления поросли здесь кустарником и небольшими деревьями диаметром 10—15 см. Судя по скорости роста деревьев в джунглях, завал произошел примерно за 6 лет².

С динамической точки зрения современный солифлюксий можно подразделить на две группы: подвижный, располагающийся на склонах долин, и «успокоившийся», прослеживаемый у подножий склонов и на дне долин.

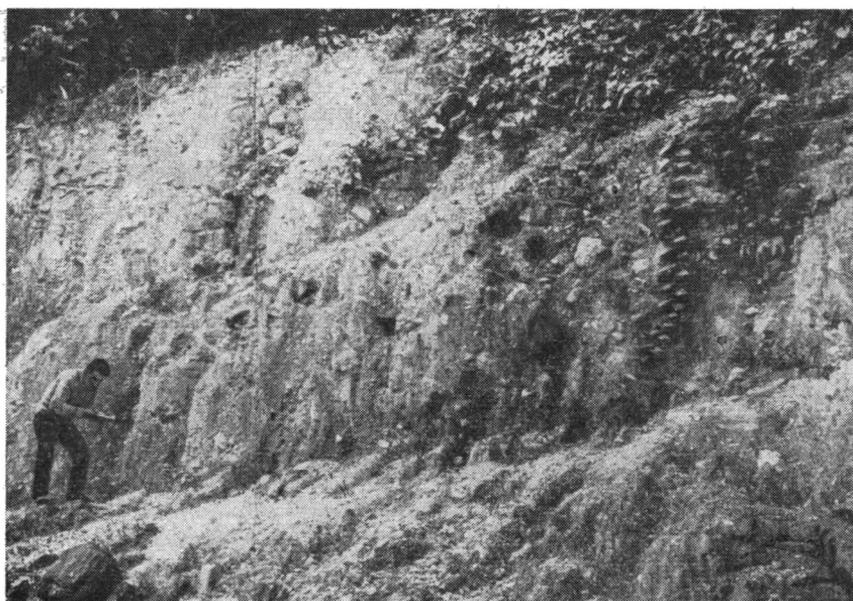
² На одной автомобильной лесной дороге близ населенного пункта Комоно, которая функционировала в 1960 г., а потом была заброшена, в 1966 г. уже росли деревья, толщиной 10—15 см.

В возрастном отношении среди солифлюкционных отложений выделяются современные и более древние.

Солифлюкционные отложения современного возраста представлены упоминавшимися глинистыми брекчиями, желтыми и оранжевыми неслоистыми глинами со щебнем и глыбами. Последние имеют размер до нескольких метров в поперечнике. Сползая в долины, они нередко загромождают русла рек. Иногда (например, в верховьях долины р. Итомо) речной поток течет среди глыб, не выходя на поверхность.



Фиг. 4. Глыбы из солифлюкционных отложений, карьер близ пос. Сунда



Фиг. 5. Характер солифлюкционных отложений в карьере близ пос. Сунда

Более древние, утратившие подвижность солифлюкционные отложения, лучше всего вскрыты в карьере близ пос. Сунда (хребет Майомбе). Они образованы совершенно неокатанными обломками кварца и разрушенного кварцита размером от 1—2 см до 0,6 м с желтой песчаной глиной в заполнителе (содержание обломков около 70%, глины — около 30%). На дне карьера лежат две глыбы кварца размером около 3 м в поперечнике каждая (фиг. 4). Расположение обломков хаотическое. В верхней части стенки карьера встречаются обломки, лежащие плашмя или поставленные на голову. Слоистость и сортировка отсутствуют. По текстурным особенностям описанные накопления сходны с мореной (фиг. 5).

Мощность солифлюкционных отложений от 2—5 до 10—15 м. Во многих изученных разрезах солифлюксия наблюдается следующая закономерность: внизу прослеживаются более грубые разности пород (щебни с глиной в заполнителе), сверху — более тонкие (глины) (см. фиг. 2). Возможно, это связано с тем, что выходы коренных пород на склонах во многих местах изученной территории были перекрыты наползшим плащом рыхлых отложений, и щебнисто-обломочный материал с течением времени перестал или почти перестал поступать в солифлюкционные отложения. Там же, где на склонах имеются выходы коренных пород, особенно трещиноватых гранитов, щебенка и глыбы их ползут по склону вместе с глинами коры выветривания и местами загромождают речное русло, о чем уже упоминалось выше.

Проведенные наблюдения показывают, насколько мощно проявляется солифлюкция в зоне влажных тропиков: здесь это ведущая форма склоновой денудации, и ее роль в формировании континентальных отложений велика.

В прошлом, в периоды формирования кор выветривания, на территории СССР, по-видимому, существовали аналогичные процессы течения грунта по склонам. Однако до сих пор никто из исследователей не описал ископаемого солифлюксия. Можно надеяться, что данные, приведенные в статье, привлекут внимание к изучению солифлюкционных процессов, происходивших в отдаленные времена.

ЛИТЕРАТУРА

Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований, М., «Наука», 1966.

Vennetier P. Geographie du Congo Brazzaville. Gauthiervillars — Paris. 1966.

Геологический институт АН СССР
Москва

Дата поступления
29.IV.1969

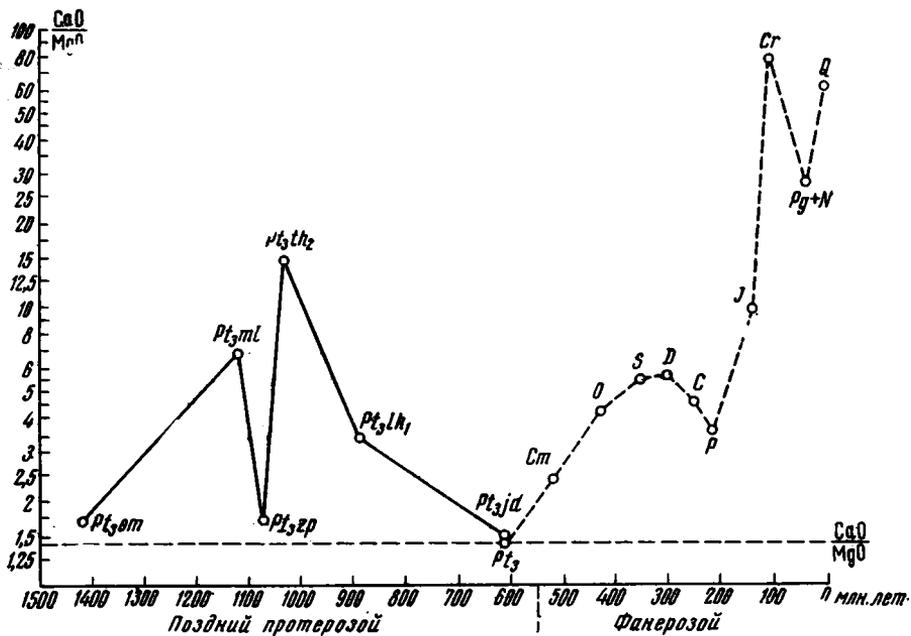
УДК 552.54 : 551.72:

К ЭВОЛЮЦИИ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Л. Н. ИЛЮХИН, Е. И. ТАРАНЕНКО

При реконструкции физико-химических условий, характеризующих докембрийскую историю внешних геосфер Земли, анализ процесса карбонатообразования является одним из самых результативных. Причина этого кроется в многосторонних связях — зависимостях, существующих между геохимической обстановкой и осаждением карбонатов. Состав атмосферы и солевой состав океанических вод, величина щелочного резерва и активной реакции и многие другие факторы находят свое выражение при изучении карбонатных отложений.

В историческом процессе развития Земли протерозойский этап [2,5 × 10⁹—0,5 × 10⁹ лет от нашей эры] определяется возникновением фотосинтезирующих организмов и становлением кислородной атмосферы.



Эволюция доломитовой составляющей в карбонатных породах

Свиты: *om* — омахтинская; *ml* — малгинская; *zp* — ципандинская; *lh₂* — лахандинская, вторая подсвита; *lh₁* — лахандинская, четвертая подсвита; *jd* — юдомская

(оксисферы) (Страхов, 1963; Виноградов, 1964). В течение 2 млрд. лет генерировавшийся кислород расходовался на окисление огромного количества восстановленных соединений, характерных для начальных этапов развития Земли: NH_3 , CO , CH_4 , S , H_2S , закисных форм поливалентных металлов и т. д. К концу протерозоя содержание кислорода все еще не превышало 1% от современного (Беркнер, Маршалл, 1966).

Вторая отличительная особенность протерозойского этапа — образование толщ карбонатных пород; особенно мощно этот процесс протекал в позднем протерозое, причем среди карбонатов преимущественное распространение получили доломиты (Страхов, 1956, 1963).

Интересный материал в отношении познания особенностей образования карбонатов в позднем протерозое дает изучение докембрийских осадков на древних платформах, в частности в юго-восточной части Сибирской платформы. Здесь, в так называемом Учуро-Майском районе, верхнепротерозойские отложения выходят на большой территории на поверхность и доступны для непосредственных наблюдений. По данным геологической съемки, суммарная их мощность составляет в погруженных частях района более 2,5 км. По литологическим особенностям и наличию перерывов в осадконакоплении разрез подразделяется на 9 свит, из которых верхняя — юдомская — считается аналогом венда Русской платформы (Келлер, 1966). Время образования верхнепротерозойского комплекса пород Учуро-Майского района определяется (по глаукониту) в 1540—522 млн. лет. По комплексам строматолитов, онколитов и катаграфий этот комплекс уверенно сопоставляется с верхнепротерозойским комплексом Южного Урала (Келлер, 1964; Журавлева, 1964).

Почти половина разреза Учуро-Майского района (47%) представлена карбонатными породами, терригенные разности слагают 45% разреза, 8% приходится на долю остальных типов пород, главным образом смешанных терригенно-карбонатных. Три верхнепротерозойские свиты — омахтинская, ципандинская и юдомская, каждая мощностью более 200 м, почти нацело сложены доломитами. Две свиты — малгинская и лахандинская — образованы преимущественно известняками, местами

Возраст (свита)	Число образцов	Нерастворимый остаток	Весовые					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Омахтинская	7	37,25	34,10	0,02	1,60	0,46	1,05	0,07
Малгинская	66	12,02	10,50	0,08	1,50	0,73	0,84	0,07
Ципандинская	197	9,40	5,24	0,01	0,48	0,16	0,56	0,01
Лахандинская	33	10,49	8,35	0,10	0,60	0,23	0,90	0,04
Вторая подсвита	72	21,32	15,39	0,13	2,61	1,81	1,04	0,04
Четвертая подсвита	8	2,20	1,80	0,03	0,16	0,25	0,84	0,02
Юдомская								

доломитизированными или с прослоями доломитов. Распределение доломитовых и известняковых толщ показывает отчетливую периодичность процесса образования карбонатных пород (фигура). С целью геохимического изучения пород для 383 образцов сделаны полные химические анализы (таблица).

Доломиты, как правило, средне- и толстоплитчатые, редко массивные (с крупными биогермами строматолитов), с грубоскульптурной поверхностью напластования, изредка со следами знаков ряби, трещинами усыхания и другими текстурными признаками мелководья, тонко-, мелко- и разнозернистые, очень крепкие, с плоскопараллельной или слабоволнистой слоистостью, трещиноватые и кавернозные. Обычно они светло-серые до сахарно-белых, желтые на выветрелой поверхности, изредка (особенно это характерно для самой нижней доломитовой свиты — омахтинской) имеют фиолетовые или сиреневые оттенки, местами с глауконитом. Битуминозные разности темно-серые до черных. Трещины и каверны в большинстве случаев выполнены кальцитом, реже кремнеземом; местами по трещинам и кавернам наблюдаются твердые черные нафтиды. В качестве примеси доломиты содержат до 7% кремнезема и глинистого материала.

Для изученных доломитов примечательна высокая доломитность (более 90%), однородность и выдержанность состава на огромных, в несколько сотен километров, расстояниях, а также отсутствие следов метасоматоза доломита по кальциту. По этим признакам они явно относятся к типу пластовых, или седиментационных (Страхов, 1956).

Известняки малгинской свиты тонкоплитчатые, красно- и зеленоцветные в нижней части, выше серые до белых, с примесью до 15% нерастворимого остатка в 10%-ной HCl, который в основном состоит из глинистого материала, с очень редкими строматолитами и онколитами. В шлифах почти всех разностей наблюдаются четкие ромбоэдры доломита, погруженные в известковую массу. Распределение ромбоэдров весьма неравномерное, часто они наблюдаются в сгустках, стяжениях. Кверху содержание доломита растет вплоть до образования отдельных доломитовых прослоев. Особенно высокое содержание доломита наблюдается в битуминозной пачке, залегающей в кровле свиты.

Карбонатные разности лахандинской свиты слагают грубослоистые серые и красные известняки, доломитистые известняки и доломиты, в большинстве случаев строматолитовые и онколитовые, кавернозные, нередко битуминозные. Прослои доломитов приурочены к подошве и кровле свиты, известняки и доломитистые известняки слагают срединную часть свиты. Формы нахождения доломитов в известняках малгинской и лахандинской свит указывают на их диагенетическое происхождение, высокодоломитные разности можно отнести к седиментационно-диагенетическому типу доломитов (Страхов, 1956).

Образование доломитов, по данным Ж. Барона (1960), Х. Фюхтбауэра и Х. Гольдшмидт (Füchtbauer, Goldshmidt, 1966), Ю. П. Никольской и Г. И. Гордеевой (1967) и др., происходит в водной среде со сложным

проценты

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O+	Сумма	П.п.п.	CaO/MgO
12,26	19,59	0,05	0,67	0,03	0,01	29,96	0,25	100,09	30,46	1,6
6,30	41,21	0,11	0,40	0,05	0,03	38,09	0,35	100,26	38,16	6,5
18,40	30,60	0,04	0,20	0,03	0,02	44,10	0,01	99,86	43,90	1,6
3,00	45,89	0,11	0,62	0,13	0,01	40,65	—	100,63	39,10	15,3
9,74	33,19	0,12	0,36	0,01	0,03	35,73	0,55	100,75	36,10	3,4
20,30	30,30	0,05	0,09	0,04	0,04	46,00	0,07	100,62	—	1,5

многокомпонентным соевым составом, причем определяющими параметрами нормального синтеза доломита являются высокий щелочной резерв с приблизительно равными концентрациями двууглекислых солей кальция и магния, т. е. для образования доломита необходима среда с высоким парциальным давлением углекислого газа (pCO_2), обеспечивающим активную реакцию воды при рН ниже 7.

Такие условия довольно легко могли быть созданы в позднем протерозое, когда pCO_2 было значительно выше современного, в теплых мелководных морях, богатых биосом. Любое нарушение необходимых условий, например снижение pCO_2 ниже определенного уровня или превышение кальция над магнием, сдвигало карбонатообразование в поле кальцита и, если эти изменения не были существенными, приводило к образованию известняково-магнезиальных осадков.

Диagenетическое преобразование такого типа осадков происходило под влиянием высокого pCO_2 за счет накопления углекислоты разлагающейся органики, что влекло за собой резкое повышение щелочного резерва и перераспределение компонентов осадка. В частности, более мобильными становились ионы магния, их миграция позволяла им накапливаться до содержаний, необходимых для синтеза доломитов.

Периодические изменения состава карбонатных пород четко отражаются на графике изменения отношения CaO/MgO (см. фигуру). Для ориентировки на график нанесена линия, соответствующая CaO/MgO = 1,4 и отвечающая минералу доломиту. В целом физико-химическая обстановка в позднепротерозойских бассейнах Учуро-Майского района была весьма благоприятна для образования чистых доломитов. Отдельные повышения значений CaO/MgO в малгинское и лахандинское время довольно быстро сменяются снижением в дигандинское и юдомское время. Очевидно, образование доломитов — это обычный, характерный для позднего протерозоя процесс, обусловленный, в первую очередь, высоким pCO_2 . Только такой мощный и глобальный фактор, каким являлось высокое парциальное давление углекислоты, мог эффективно стабилизировать карбонатообразование на уровне чистых доломитов.

Поведение доломитовой составляющей резко меняется на рубеже протерозоя и фанерозоя. Используемые для фанерозойского этапа данные (Виноградов и др., 1952) показывают снижение содержания доломитов в породах с ходом геологического времени. Этот процесс закономерен по крайней мере для Русской и Северо-Американской платформ. В современную эпоху доломитообразование в нормальных морских бассейнах крайне ослаблено и практически едва улавливается.

Перелом характера карбонатообразования на рубеже протерозоя и фанерозоя не может быть не поставлен в связь с достижением в это время первого критического уровня концентрации кислорода в атмосфере (Беркнер, Маршалл, 1966), что обусловило возникновение процесса дыхания и вместе с этим — резкий эволюционный скачок биоса. Начиная с кембрия, запасы углекислоты пошли резко на убыль и столь же резко стала сокращаться область образования чистого доломита. Среди кар-

бонатных осадков в палеозое еще преобладали магниезальные кальциты, давшие начало седиментационно-диагенетическим доломитам (Страхов, 1956), однако уже в позднем мезозое основную массу карбонатных осадков составляли органогенный кальцит и арагонит.

ЛИТЕРАТУРА

- Беркнер Л., Маршалл Л. Кислород и эволюция.— Земля и Вселенная, 1966, № 4.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Эволюция химического состава карбонатных пород.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 1. М., 1952.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.— В сб.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
- Журавлева З. А. Значение онколитов и катаграфий для стратиграфии верхнего докембрия.— В кн.: Международный Геологический конгресс. Докл. сов. геологов. Проблема 10. «Недра», 1964.
- Келлер Б. М. Рифейская группа.— В кн.: Международный Геологический конгресс. Докл. сов. геологов. Проблема 10. «Недра», 1964.
- Келлер Б. М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия.— Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 6.
- Никольская Ю. П., Гордеева Г. И. К вопросу о синтезе доломитов.— Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук, 1967, вып. 5, № 12.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломита.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис.— Тр. Геол. ин-та, вып. 4, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли, М., «Наука», 1963.
- Baron G. Sur la synthese de la dolomite. Application an phenomene de dolomitisation.— Revue Ints. Franc. petrole, 1960, XV, № 1.
- Fuchtbauer H., Goldschmidt H. Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite.— Geol. Rundschau, 1966, Bd. 55, H. 1.

МГУ
Москва

Дата поступления
8.1.1969

УДК 550.4 : 551.464.679 : 552.578.3

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ УРАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ

А. А. КУРДЮКОВ

Накопление урана в черных сланцах в региональном плане обычно связывается с формированием осадков, однако промышленные концентрации его образуются лишь в пределах более узких площадей в результате последующих геологических процессов. Среди них обычно рассматривается метаморфизм, стимулирующий перераспределение рудного вещества в ураноносных толщах. Другие исследователи обосновывают возможность образования месторождений этого типа путем привноса рудного вещества гидротермальными растворами. В обоих случаях при характеристике условий рудообразования определенное значение придается окислительно-восстановительным (о. в.) свойствам горных пород, изучению которых на месторождении, описанном Р. В. Гецевой (1957) и Б. Л. Рыбаловым (1965), посвящена настоящая работа.

Месторождение связано с отложениями нижнего палеозоя, смятыми в период варисского тектогенеза в складчатые структуры, осложненные надвигами и сбросами. Нижняя часть разреза представлена мощной монотонной толщей слюдисто-глинистых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников и алевролитов. Затем следуют относительно маломощные горизонты углисто-кремнистых сланцев с конкрециями пирита и фосфорита. В верхней части разреза залегают известняки, известково-глинистые, углисто-глинистые сланцы. Кроме того, на участке месторождения во всех частях разреза встречаются секущие и пластовые тела диабазов. Породы разреза несут следы регионального мета-

Результаты химических анализов пород, вес. %

Компо- ненты	Номера анализов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	60,92	59,26	82,74	47,87	16,81	63,33	24,88	49,05
Al ₂ O ₃	18,54	18,94	2,89	11,24	5,12	13,76	12,82	15,37
TiO ₂	0,75	0,80	0,15	0,40	0,22	0,60	0,45	1,60
Fe ₂ O ₃	1,07	1,74	1,38	15,61	1,22	3,32	1,49	6,82
FeO	6,10	5,28	0,32	0,79	2,37	0,63	2,80	8,48
MnO	0,03	0,01	Следы	0,01	0,18	0,01	0,20	0,18
MgO	1,88	2,68	0,10	1,20	14,83	1,50	4,10	5,38
CaO	0,97	1,11	0,28	0,14	24,14	0,97	24,85	6,10
K ₂ O	3,02	3,23	0,67	2,60	0,76	2,32	2,25	0,64
Na ₂ O	0,50	0,53	0,35	0,25	0,20	0,23	0,42	4,70
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,07	0,005	0,05	0,03	0,05	0,57
S	0,20	0,002	1,28	12,70	He опр.	2,45	He опр.	0,10
П.п.п.	5,31	5,85	9,64	7,13	34,00	10,42	25,60	0,87
Сумма	99,39	99,58	99,97	99,94	99,90	99,57	99,91	99,86

1 и 2— слюдисто-глинистые сланцы; 3 и 4— углисто-кремнистые сланцы; 5— доломитизированные известняки; 6— углисто-глинистые сланцы; 7— известково-глинистые сланцы; 8— диабазы.
Анализы произведены в химической лаборатории треста «Севкавцветметразведка».

Таблица 2

Рудоносность и окислительно-восстановительные свойства пород продуктивной пачки

Разрезы (снизу вверх)	Рудонос- ность*	pH. ме	Eh. ме	Химический анализ, табл. 1
Участок 1				
Слюдисто-глинистый сланец	++	8,18	-320	2
Углисто-кремнистый сланец	-	2,48	490	3
Диабаз	++	8,34	-245	8
Углисто-кремнистый сланец	-	2,35	515	
Доломитизированный известняк	-	7,84	-315	5
Углисто-глинистый сланец	-	7,60	-230	6
Известково-глинистый сланец	-	7,42	-235	7
Участок 2				
Слюдисто-глинистый сланец	-	8,08	-180	1
Углисто-кремнистый сланец	++	7,86	-70	4
Доломитизированный известняк	+	8,03	-240	
Углисто-глинистый сланец	-	6,82	-175	
Известково-глинистый сланец	-	7,86	-165	

* ++ — оруденение хорошо выражено; + — рассеянное оруденение; — — безрудные породы.

морфизма в виде отчетливой сланцеватости, новообразований кварца, серицита, пирита, мелких жилок с кварцем, карбонатом, баритом, сульфидами и другими минералами.

Урановая минерализация установлена во всех литологических разновидностях пород, включая диабазы. Соединения урана часто рассеяны во всем объеме породы, либо контролируются мельчайшими трещинками в них. Наибольшие концентрации урана обычно наблюдаются на участках сложных складчатых и разрывных структур, в местах развития большого количества мелких трещин, зон брекчирования и милонитизации пород. Окислы урана метасоматически замещают цемент милонитов, развиваются в интерстициях зерен кварца и серицита, тяготеют к метакристаллам и конкрециям пирита и образуют самостоятельные мелкие прожилки в породах. Настурановые руды в тектонических нарушениях и трещинах образовались позже пластообразных рудных тел в период формирования заключительного (десятого) комплекса минералов, связанных с процессами метаморфизма (Гецева, Дерягин, 1963).

С позиций гидротермального генезиса (Рыбалов, 1965) промышленные концентрации оруденения сформировались после процессов регионального метаморфизма и складчатости в последующий полуплатформенный период развития региона.

Положение рудных тел в разрезе чаще всего контролируется одной-двумя литологическими разновидностями пород. Если оруденение сосредоточено, например, в слюдисто-глинистых сланцах или диабазах, то контактирующие с ними углисто-кремнистые сланцы оказываются безрудными. И наоборот, в контакте с рудоносными черными сланцами слюдисто-глинистые сланцы оруденения не несут. Более сложные случаи многоярусного расположения рудных тел, как правило, связаны с надвигами, опрокинутыми складками и значительно реже отмечаются в нормальном стратиграфическом разрезе. В последнем случае один из литологических типов руд остается все же доминирующим, либо оруденение в целом оказывается достаточно бедным, рассеянным.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, наряду с одинаковой способностью пород контролировать оруденение, по минеральному и химическому составу они резко различаются (табл. 1). Не объясняет этого и наличие органического вещества и пирита, которые обычно рассматриваются в качестве критериев восстановительной способности пород. Однако в диабазах, например, эти образования практически не содержатся, а оруденение в них достигает сопоставимых или даже более высоких концентраций, чем в черных сланцах. Вместе с этим о. в. условия и показатели рН среды в геохимии урана несомненно являются определяющими, поэтому представляется интересным произвести оценку этих показателей не только по наличию или отсутствию органического вещества и сульфидов, но и по общему воздействию пород на контактирующие с ним растворы.

Горные породы для изучения о. в. свойств были отобраны на двух участках месторождения, разрезы которых отображены в табл. 2. Исследования проводились в водных, изолированных от доступа воздуха суспензиях, приготовленных на обескислороженной дистиллированной воде из порошков горных пород, выдержанных в токе азота. Состояние равновесия между фазами в изолированных системах определялось по стабильным значениям Eh и рН осадка и отстоя суспензий (см. табл. 2) путем ежедневных измерений этих величин с помощью рН-метра-милливольтметра ЛПМ-60М на протяжении 20 суток.

Полученные данные показывают, что горные породы исследованных разрезов придают растворам, как правило, слабощелочные восстановительные свойства (рН=7,4—8,3; Eh=—45—305 мв), т. е. по этим признакам большинство пород разреза оказываются близкими между собой. Исключение составляют массивные разновидности углисто-кремнистых сланцев, характеризующиеся низкими значениями рН (около 2,5) и резко выраженными окислительными потенциалами (Eh>500 мв). Характерно, что именно эти породы на участке 1 практически безрудны, а контактирующие с ними слюдисто-глинистые сланцы и диабазы с наиболее выраженными восстановительными свойствами несут промышленное оруденение. На участке 2 углисто-кремнистые сланцы представлены несколько иной разновидностью (см. табл. 1, анализ 4), обладающей в водной среде слабощелочной реакцией и отрицательными значениями Eh. Здесь с ними связано урановое оруденение, а подстилающие их слюдисто-глинистые сланцы, в противоположность участку 1, оруденения не несут.

Учитывая особенности поведения урана в окислительной и восстановительной средах, можно предположить, что сочетание слоев с резко отличными о. в. свойствами в условиях гидравлического контакта между ними в значительной мере определяет процесс переноса и концентрации рудного вещества. Именно такое сочетание образуют углисто-кремни-

стые и слюдисто-глинистые сланцы в нижней части разреза, где сосредоточена основная часть руд. Породы же верхней части разреза со слабо дифференцированными о. в. свойствами содержат, как правило, рассеянное оруденение. Эти явления можно объяснить, исходя из следующих соображений. Способность пород продуктивной пачки придавать растворам восстановительные и окислительные свойства накладывает определенные ограничения на процессы миграции урана. По-видимому, нельзя допускать возможность переноса окислительных растворов по мельчайшим трещинам и порам на сколько-нибудь значительные расстояния в породах, обладающих восстановительными свойствами, не приняв во внимание неизбежное изменение состава и о. в. свойств переносимых растворов, а следовательно, и форм нахождения урана в них. Полученные значения о. в. потенциалов и показателей рН этой группы пород находятся за пределами поля устойчивости шестивалентных окислов урана, ограниченного линией $Eh=364-60$ рН (мв) (Гаррелс, 1960). Учитывая сравнительно большую скорость установления равновесия между фазами, можно полагать, что растворы, содержащие шестивалентный уран, в этих условиях могут перемещаться не далее чем на десятки метров. Вместе с тем прослой пород, обладающие окислительными свойствами, по-видимому, служили своеобразными каналами миграции урана на значительные расстояния. Ураноносные растворы, выведенные таким путем на участки сложных складчатых и разрывных нарушений, в условиях гидравлического контакта между слоями проникают в породы с восстановительной средой и теряют свой ураноносный груз.

Дальнейшие более широкие исследования несомненно принесут много новых интересных данных, освещающих закономерности локализации урановых руд в месторождениях рассмотренного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р. М. Некоторые термодинамические соотношения между окислами урана и их связь с окислительными состояниями урановых руд.— В сб.: Термодинамика геохимических процессов. М., Изд. иностр. лит., 1960.
- Гецева Р. В. К характеристике осадочно-метаморфогенного типа уранового оруденения.— Атомная энергия, 1957, (приложение № 6).
- Гецева Р. В., Дерягин А. А. О минералого-геохимических особенностях одного из осадочно-метаморфогенных месторождений урана.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Госатомиздат, 1963.
- Рыбалов Б. Л. Структурные особенности и вопросы генезиса урановых месторождений, залегающих и черных сланцах и карбонатных породах.— Геология рудных месторождений, 1965, № 2.

Дата поступления
5.III.1969

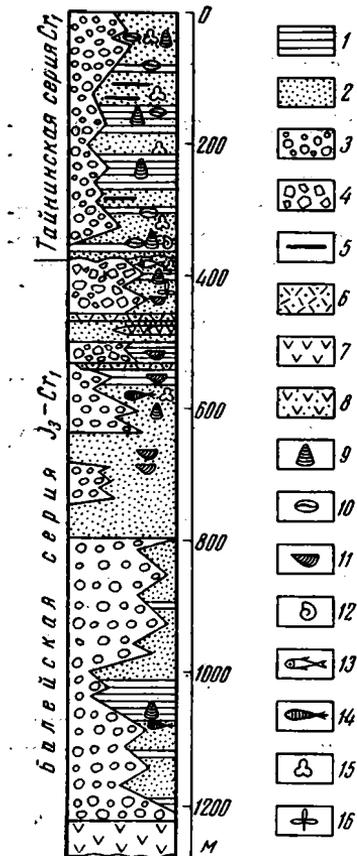
УДК 552.14(470.317)

ЭПИГЕНЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ УНДИНО-ДАИНСКОЙ ВПАДИНЫ (Восточное Забайкалье)

Ю. И. СИМОНОВ

Ундино-Даинская впадина — одна из верхнемезозойских межгорных депрессий Восточного Забайкалья — расположена юго-восточнее Борщовочного хребта, в бассейне рек Унда и Дая. В ее пределах находится Балейское золоторудное месторождение и золотоносные россыпи.

Тектоника впадины сложная. Выделяется два структурных этажа. Породы нижнего из них слагают широкую и довольно пологую синклиналь, нарушенную разломами. Отложения верхнего этажа практически не дислоцированы. Они выполняют узкие конседиментационные грабены, основанием которых служат породы нижнего этажа, реже — более древние образования. Области максимальных мощностей описываемых



Фиг. 1. Сводный разрез отложений, выполняющих Ундино-Дайинскую впадину

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — конгломерато-брекчии; 5 — уголь; 6 — туфы кислого состава; 7 — лавы среднего состава; 8 — туфы среднего состава. Органические остатки: 9 — пелециподы; 10 — остракоды; 11 — филлоподы; 12 — гастроподы; 13 — рыбы; 14 — насекомые; 15 — споры и пыльца; 16 — флора

ный детрит. Конгломераты зеленые, серые и вишнево-бурые, разногальчатые, иногда с валунами. Гальки хорошо окатаны, разнообразны по составу. Заполнитель — неравнозернистый песчаник. Алевролиты от темно-серых до светло-серых. Темные разности обычно массивные, светлые — тонкослойчатые. Конгломерато-брекчии светло-серые состоят из неокатанных и плохо окатанных крупных и средних обломков гранитоидов, сцементированных глинистым мусорным алевролитом или дресвяником.

Основными терригенными компонентами песчаников, алевролитов и заполнителя песфитов являются полевые шпаты-андезин, олигоклаз, альбит, микроклин и ортоклаз (в сумме 25—65%), кварц (5—50%), средние и кислые эффузивы (0—16%), биотит (до 5%), редко мусковит (до 1%). Зерна минералов и обломки пород полуокатанные и угловатые. В тяжелой фракции присутствуют турмалин, амфибол, эпидот, циркон, монацит, анатаз, рутил, изредка встречаются галенит, молибденит, барит. Цемент, как правило, сложный, состоит из гидрослюд, каолинита, карбоната, гидроокислов железа в переменных количественных соотношениях друг с другом. Отмечается также кварцевый и хлоритовый цемент. Наибо-

этажей (800—850 м у нижнего и до 500 м у верхнего) не совпадают; более того, нередко их положение свидетельствует о тектонической инверсии.

Золотоносные жилы Балейского месторождения находятся в нижнем структурном этаже и в породах фундамента. В более молодых отложениях гидротермальное оруденение отсутствует и встречаются обломки кварцев, характерных для балейских жил продуктивных ассоциаций (Хомич и Чеглоков, 1966; Любалин, 1966). Верхний структурный этаж содержит концентрации только кластогенного золота (золотоносные конгломераты Каменского месторождения).

Толща пород, слагающая нижний структурный этаж, названа балейской серией. Возраст ее, по палеонтологическим данным, позднеюрско-раннемеловой. Верхнему структурному этажу соответствует раннемеловая тайнинская серия (фиг. 1).

Балейская серия. Она сложена в основном песчаниками, конгломератами и алевролитами алювиального происхождения. Меньше развиты озерные песчано-алевролитовые отложения и пролювиальные конгломерато-брекчии, встречающиеся, как правило, в верхних горизонтах. Продукты вулканизма, синхронного осадконакоплению, представлены несколькими прослоями кислых туфов, игнимбритами, андезитами, их туфами в верхней части серии и трахиандезитами в ее основании.

Песчаники светло-серые, средне-, мелко- и крупнозернистые, в различной степени отсортированные; содержат обуглен-

лее распространенный тип цементации — конформный, меньше развит поровый, незначительную роль играют коррозионный и базальный типы.

Постседиментационные преобразования описываемых пород полистадийные и изучались нами в соответствии с методикой стадийного анализа (Жопелиович, 1965; Коссовская и др., 1957).

Самые ранние аутигенные образования — гидроокислы железа, эпизодически встречающиеся в породах серии в виде пленок на терригенных зернах, прокладок между конформно соприкасающимися зернами и железистого порового цемента. По отношению к ним все другие новообразования выступают или в качестве цементирующей массы (например, гидрослюда) или как секущие прожилки (карбонат и др.). Аутигенные гидроокислы железа относятся к диагенетической стадии, так как началом эпигенеза принято считать вовлечение в преобразования полевых шпатов.

Преобразование слюд и формирование глинистых минералов. Почти все зерна биотита, присутствующие в породах, в разной степени обесцвечены, имеют пониженные плеохроизм, светопреломление и яркость интерференционной окраски. При этом слабее всего изменены их части, зажатые обломками других минералов. Встречается гидратизированный биотит веерообразной, гармошковидной формы и структуры «столбика монет» (фиг. 2). Зерна биотита, в том числе и гидратизированные, частично замещены мелкочешуйчатой гидрослюдой. Последняя корродирует также обломки полевых шпатов и реже кварца.

Гидрослюда в породах часто играет роль цемента. При этом ею выполняются поры между зернами, покрытыми железистыми пленками. В то же время чешуйки гидрослюды содержатся в регенерационных каемках кварцевых зерен. Следовательно, аутигенная гидрослюда образовалась позже железистых пленок, но раньше регенерации кварца.

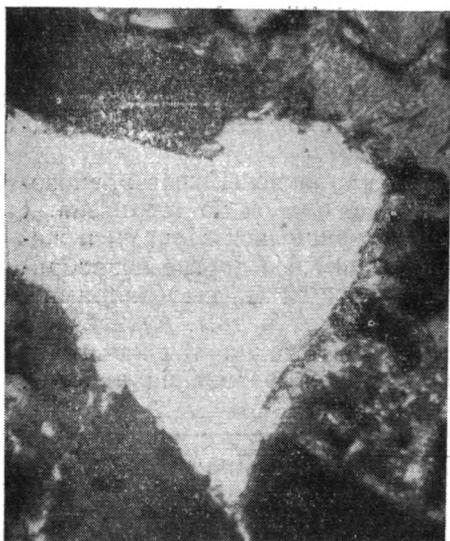
Следует отметить, что гидрослюдистый цемент корродирует зерна полевых шпатов в незначительной степени, т. е. заведомо аутигенной гидрослюды сравнительно немного. В породах наряду со свежими и слабо измененными зернами полевых шпатов встречаются переполненные чешуйками гидрослюды, каолинитом и тонким пелитоморфным материалом. Иногда существенно разнятся размеры чешуек глинистых минералов це-



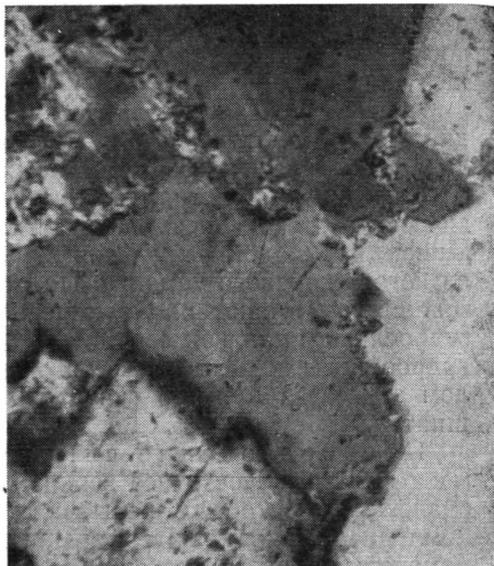
Фиг. 2. Гидратизированный биотит
×40, николь один



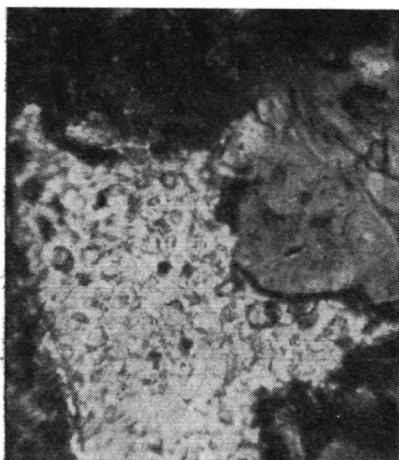
Фиг. 3. Деформированный плагиоклаз, белое
в центре — кварц
×40, николь +



Фиг. 4. Зерно кварца в песчанике. Видны ответвления в межзерновые пространства
×20, николи +



Фиг. 5. Микростиллолиты на границах кварцевых зерен
×40, николи +



Фиг. 6. Псевдоморфозы карбоната по кристаллам каолинита (а)
×40, николи +



Фиг. 7. Пленка гидроокислов железа на обломочных зернах. Цемент глинистый
×20, николь один

мента и замещающих полевые шпаты. Можно думать, что основная масса гидрослюды, развитая по полевым шпатам, образовалась до возникновения описываемых отложений, очевидно еще в коре выветривания кристаллических пород. Некоторым подтверждением этому служит наличие псевдоморфоз гидроокислов железа (продукты диагенетической стадии) по чешуйкам гидрослюды в плагиоклазе.

Механическая деформация. Она проявилась в растрескивании некоторых зерен кварца и полевого шпата. Трещины в кварце выполнены кварцем 2-й генерации, в полевом шпате — гидрослюдой. Встречаются также зерна плагиоклаза с изогнутыми двойниковыми индивидуями (фиг. 3). Последние корродированы кварцем. Следовательно, деформация произошла до растворения и переотложения кварца.

Перекристаллизация под давлением. Следы ее отмечаются очень редко. Некоторые обломочные зерна кварца по периферии имеют гранулитовую структуру. Центральные части таких зерен характеризуются облачным угасанием.

Растворение и регенерация кварца и полевых шпатов. Эти процессы были широко развиты в породах серии. Об этом свидетельствует значительное распространение в них конформных структур, наличие регенерационных каемок, микростилолитов и инкорпорационных взаимоотношений минералов. Особенно показателен в этом отношении кварц. Зерна его обычно ксеноморфны к соприкасающимся с ними обломками и имеют ответвления в межзерновые пространства (фиг. 4). Местами между конформно соприкасающимися зернами кварца и полевых шпатов имеются прокладки из мелкочешуйчатой гидрослюды. Первичную форму кварца можно увидеть только в тех зернах, в которых регенерационная каемка отделена от обломка включениями чешуек гидрослюды и пелитоморфного материала. Регенерационная каемка угасает одновременно с основной частью зерна и имеет все его структурные особенности. Аутигенный кварц иногда выполняет поры, на стенках которых бывают бурые железисто-гидрослюдистые пленки, отороченные светлой гидрослюдой. Им замещены некоторые зерна слюды и плагиоклаза. Изредка на контактах кварцевых зерен встречаются микростилолиты (фиг. 5).

Регенерационные каемки на зернах плагиоклаза встречаются очень редко. Немногим более распространена инкорпорация в плагиоклаз кварца и ортоклаза.

Хлоритизация. Количество аутигенного хлорита в породах серии ничтожно. Им частично замещено вулканическое стекло в обломках эффузивов и некоторые зерна биотита, в незначительной степени корродирован полевой шпат и кварц. Хлорит, кроме того, иногда образует мелкие розетки в порах породы среди железистой гидрослюды.

Каолинизация. Аутигенный каолинит эпизодически встречается по всему разрезу серии, но наиболее обогащены им ее верхние горизонты. Мелкие псевдогексагональные кристаллы каолинита присутствуют в гидрослюдистом цементе, в зернах плагиоклаза и реже в обломках эффузивов, мелкозернистые агрегаты его выполняют поры.

Карбонатизация. Это завершающий этап эпигенетических преобразований пород балеической серии. Аутигенный кальцит широко развит по всему ее разрезу. Он образует короткие прожилки, выполняет поры, корродирует и замещает полевые шпаты, кварц, биотит, обломки эффузивов. При этом на долю обломочных зерен, аутигенного карбоната приходится больше, чем на цемент. Наименее устойчивы к карбонатизации обломки полевых шпатов и эффузивов, наиболее — зерна кварца. Псевдоморфозы кальцита часто наследуют черты структуры субстрата. Так, кальцит по биотиту имеет пластинчатую форму, и псевдоморфозы по эффузивам обнаруживают первичную структуру основной массы вулкаников и т. д. Кальцит корродирует и замещает практически все аутигенные минералы, в том числе каолинит (фиг. 6).

Тайнинская серия. Она сложена только нормально-осадочными породами. Фациальный состав отложений довольно пестрый. Центральные части конседиментационных грабенів занимают озерные алевролиты, аргиллиты и песчаники, у бортов наблюдаются пролювиальные и аллювиальные конгломераты, дельтовые песчаники, глыбовые брекчии осыпей и обвалов, изредка встречаются маломощные линзы бурых углей.

Алевролиты темно-серые и серые, слойчатые и массивные. Песчаники серые, светло-серые, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком, разной зернистости. Конгломераты крупно-, средне- и мелкогалечные. Гальки средней и плохой окатанности, сложены породами ближайшего обрамления впадины. Заполнитель — неравномернозернистый песчаник.

Брекчии состоят из обломков и глыб гранитоидов, сцементированных дресвяником или мусорным алевролитом. Породы разной сортированности — от совершенной в озерных осадках до крайне слабой в отложениях склонов.

Легкая фракция песчаников, алевролитов и заполнителя псефитов имеет следующий состав: олигоклаз, альбит, андезин, микроклин и ортоклаз — 30—80%, кварц — 5—40%, средние и кислые эффузивы — 0.5%; биотит — до 5%, мусковит — до 1%. Зерна минералов и обломки пород полуокатанные и угловатые. В тяжелой фракции присутствуют гранат, ильменит, магнетит, гематит, мартит, сфен.

Цемент пород состоит из трех-четырех компонентов, причем наиболее распространен колломорфный или слабо раскристаллизованный бурый пелит, карбонат, гидроокислы железа, гидрослюда; эпизодически встречается каолинит. Типы цементации: поровый, базальный, коррозионный; весьма ограниченно развит конформный.

Продукты диагенеза представлены пленками гидроокислов железа на терригенных зернах (фиг. 7) и железистым поровым цементом. Эпигенетическая гидрослюда развита незначительно. Она наблюдается среди бурого колломорфного или слабо раскристаллизованного пелитового цемента. Следы растворения и регенерации кварца фиксируются крайне редко. Аутигенный каолинит в виде мелких псевдогексагональных кристаллов эпизодически встречается в глинистом цементе, мелкозернистые агрегаты его иногда выполняют поры. Довольно широко развит в породах серии кальцит, который замещает все аутигенные минералы. Основная масса его приходится на цемент, терригенные зерна затронуты карбонатизацией незначительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы балейской и тайнинской серий отличаются по интенсивности проявления прогрессивного эпигенеза. Регрессивным эпигенезом они затронуты примерно в одинаковой степени; различие состоит в том, что в балейской серии карбонатом замещены преимущественно обломки, а в тайнинской — цемент.

Как показали работы ряда исследователей (Копелиович, 1965; Косовская и др., 1957; Перозио и др., 1967), главными факторами эпигенеза являются давление (гидростатическое — на платформах, тангенциальное — в передовых прогибах и геосинклиналях), температура, подземные воды, состав пород.

Состав пород балейской и тайнинской серий в общем сходный. Гидростатическое давление отчетливое воздействие начинает оказывать только с глубины 1500 м (Перозио и др., 1967). В Ундино-Даинской впадине суммарная мощность отложений обеих серий в одной точке редко достигает 1000 м.

Тангенциальное давление, приведшее к образованию пологой синклинали нижнего структурного этажа, вряд ли было значительным. Температура недр в районе на глубине 1000 м не превышает 26°, тогда как для растворения и регенерации кварца требуется более 55° (Копелиович, 1965). Подземные воды в осадочных породах впадины гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые. Сведения о гидрохимической зональности отсутствуют.

Следовательно, факторами, действующими в настоящее время, объяснить различия в эпигенетических преобразованиях пород серий, в частности интенсивный эпигенез балейской серии, невозможно, и возникает необходимость реконструкции условий эпигенеза в верхнем мезозое. Гидростатическое давление в то время было близко к современному, так как есть основания считать размыв в посленижнемеловой период весьма незначительным (Любалин, 1966₂). Очевидно, факторами, отличающими

мися от современных, могли бы быть температура и режим подземных вод. Как следует из анализа геологического материала, наиболее вероятной причиной повышения температуры верхних частей земной коры и изменения состава подземных вод представляется вулканизм, следы которого установлены в отложениях балеической серии.

Большинство исследователей, изучавших Балейское месторождение, его генезис прямо или косвенно связывают с верхнемезозойским вулканизмом (Петровская и др., 1961; Фогельман, 1963).

Наметившаяся связь эпигенетических преобразований балеической серии с вулканизмом позволяет рассматривать эти преобразования и эпitherмальное золотое оруденение как результаты единого процесса. С такой позиции представляется важной возможность сопоставления эпигенетических преобразований с околожильными изменениями пород балеической серии. Последние детально изучены Н. В. Петровской (Петровская и др., 1961). Согласно этому автору, развитие гидротермального метаморфизма проходило в несколько стадий. Песчаники и конгломераты балеической серии были подвержены (в порядке проявления) серицитизации с образованием гидрослюд, каолинизации, слабому окремнению, интенсивному метасоматическому окварцеванию, прожилковидному окварцеванию, адуляризации, пиритизации, поздней каолинизации и карбонатизации. Рудогенный процесс начался с прожилковидного окварцевания, локализация основной массы золота связана с адуляризацией. Поздняя каолинизация и карбонатизация проявились в послепродуктивный этап.

При сопоставлении предрудных гидротермальных и эпигенетических изменений пород балеической серии обращает на себя внимание их определенное сходство: в обоих случаях процесс образования глинистых минералов сменялся фиксацией кремнезема. Поэтому можно думать, что различие между эпигенетическими и гидротермальными изменениями в данном случае по существу не более, чем различие между региональным и локальным процессами.

ЛИТЕРАТУРА

- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1961.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Тр. Геол. ин-та, вып. 121, М., «Наука», 1965.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Любалин В. Д. О металлогеническом значении изменения тектонического режима в раннем мелу в Восточном Забайкалье.— V геол. конф. ЧГУ, НТГО и КГСЭ (тезисы докладов), Чита, 1966.
- Любалин В. Д. Особенности тектонического развития Забайкалья в посленижнемеловой период.— В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1(3), ЗОГО СССР, 1966.
- Перозин Г. Н., Казанский Ю. П., Лизалек Н. А. Основные факторы постдиagenетических преобразований осадочных пород Сибири.— В сб.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. «Наука», 1967.
- Петровская Н. В., Бернштейн П. С., Мирчинк С. Г., Андреева М. Г. Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье).— Тр. ЦНИГРИ, вып. 45, 1961.
- Фогельман Н. А. О связи близповерхностных золоторудных месторождений Забайкалья с нижнемеловым вулканизмом.— В кн.: рудоносность вулканогенных формаций. Совещ. 14—17 мая 1963 г., тезисы докл. М., 1963.
- Хомич В. Г., Чеглоков С. В. О возможной глубине формирования эпitherмального золотого оруденения (Балейское рудное поле).— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1(3), ЗОГО СССР, 1966.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 552.4 : 553.94

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА УГЛЕЙ *

Л. А. БОГДАНОВА

Статья «Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна», опубликованная в журнале «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1965 г.— одна из первых попыток петрографического анализа углей, находящихся в различных условиях контакта с интрузивными телами. Многолетние изучения различно метаморфизованных углей и графита Тунгусского бассейна привели к выводу: характер и степень метаморфизма углей в каждом отдельном случае зависит от конкретной геологической обстановки, от условий взаимоотношения угольного пласта и интрузивной массы.

Удалось выявить многообразие в характере изменения углей при непосредственном контакте угольного пласта с малыми секущими интрузиями долерита: обжиг, неравномерный метаморфизм и высокий метаморфизм углей. Причем разные по характеру изменения угли располагаются зонально по отношению к интрузии, вследствие чего в ряде случаев можно выделить зоны обожженного, неравномерно метаморфизованного и высокометаморфизованного угля.

При воздействии крупных полого секущих интрузий на угольные пласты через пакки «пустых» пород происходит увеличение степени метаморфизма углей вплоть до графита, подобно появлению метаморфической гаммы углей до антрацита включительно в бассейнах с обычным региональным типом метаморфизма.

В статье приведены фактические данные по петрографии углей, измененных на контакте с малыми секущими интрузиями, или контактово-метаморфизованных углей, и углей, измененных под воздействием крупных интрузий через пакки «пустых» пород, или регионально термальнометаморфизованных углей. Кроме того, в той же статье дана характеристика высокоанизотропных образований и предложено выделение их в самостоятельную группу микрокомпонентов под названием «графитинит». Высказаны некоторые соображения относительно условий метаморфизма углей и образования графитинита.

Объем настоящей статьи не позволяет ответить на все критические замечания, приведенные в статье Л. И. Сарбеевой. Постараюсь ответить на наиболее существенные из них.

Первое и, по-видимому, основное замечание заключается в том, что Л. И. Сарбеева не согласна с выводами о разнообразии в характере изменения контактово-метаморфизованных углей и, следовательно, не считает возможным выделение зон в угольных пластах на контакте их с интрузиями. Она считает, что контактовый метаморфизм проявляется однообразно на протяжении всего радиуса влияния интрузии, т. е. от неизмененного угля до контакта, и в направлении «угли по отражательной способности и химическому составу соответствуют различным стадиям метаморфизма витринита, от газовой до графитовой стадии включительно». А поэтому Л. И. Сарбеева предлагает «выделять различные стадии метаморфических изменений угля под влиянием изверженного тела и называть их теми же буквами, что и стадии регионального метаморфизма углей, но с добавлением буквы «к» сверху справа (например: К^к, ОС^к, Т^к, и т. д.)».

С этим замечанием можно было бы согласиться, если бы мы изучали угли односторонне, т. е. анализируя только их химический состав и максимум отражательной способности. Но угли обладают и другими признаками, которые столь существенны, что ими нельзя пренебрегать.

* По поводу критических замечаний Л. И. Сарбеевой к статье Л. А. Богдановой «Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна».

Например, при обычном метаморфизме у гелитолитовых углей всегда наблюдается повышение силы блеска, плотности и крепости. Этого совершенно нельзя увидеть у обожженных углей, которые по мере повышения степени обжига становятся все более матовыми, сажистыми и легкими даже по отношению к исходному углю и тем более по отношению к углям тех стадий, с которыми можно их сравнить по данным химического анализа. Далее, при обычном метаморфизме, наряду с ростом максимума отражательной способности витринита, наблюдается непрерывный рост эффекта двуотражения, тогда как при обжиге угля возрастание максимума отражательной способности витринита не сопровождается увеличением его силы двуотражения, и сильно обожженный уголь становится совсем изотропным. По этому признаку, как и по ряду других, витринит обожженного угля приближается к фюзиниту. Вследствие таких особенностей обожженные угли выделены в особую зону из числа контактово-метаморфизованных углей, и нельзя согласиться с утверждением Л. И. Сарбеевой о необходимости относить такие угли к углям определенной стадии метаморфизма.

К обожженным углям причисляются не только слабо измененные угли, как это неверно понял Л. И. Сарбеева, но и угли, испытавшие сильную степень обжига.

В связи с тем, вероятно, что температурный режим не у всех интрузивных тел одинаков, не всегда в контактируемых угольных пластах наблюдаются все виды контактового метаморфизма угля. В статье я привожу пример контакта пласта VI с полого секущей интрузией долерита на месторождении горы Шмидта в Норильском районе. В пласте VI, как правило, отсутствуют зоны высокого и неравномерного метаморфизма, а на всем протяжении от непосредственного контакта до исходного угля прослеживается обожженный уголь.

В иных условиях обожженные угли совершенно отсутствуют, и в сфере влияния секущей интрузии можно наблюдать собственно контактово-метаморфизованные угли, в какой-то степени сходные с углями определенных ступеней регионального метаморфизма. К углям такого типа изменения, вероятно, следует отнести контактово-метаморфизованные угли Сахалина, описанные Л. Ф. Ажгиревич (1965).

В Тунгусском и других бассейнах наблюдается явление коксования углей на контакте с малой секущей интрузией.

Следовательно, характер и степень метаморфизма углей на контакте с секущими интрузиями разнообразен и зависит от конкретных геологических условий.

В опубликованной статье не ставилась цель дать обобщающую характеристику контактово-метаморфизованных углей, а лишь приведены результаты исследований углей, находящихся в конкретных определенных условиях контакта с интрузиями в Тунгусском бассейне.

Что касается самого названия «обожженный уголь», то, надо согласиться, оно звучит несколько обыденно. Дальнейшее познание химизма контактового изменения углей, возможно, позволит придумать более удачное обозначение углей, испытавших обжиг.

Следующее замечание касается вопроса о неравномерности метаморфизма углей. В своей критической статье Л. И. Сарбеева пишет: «Известно, что процесс контактового метаморфизма, как и любого другого его вида, проявляется неравномерно в различных микрокомпонентах угля, и это особенно заметно в углях Тунгусского бассейна вследствие их сложного петрографического состава». К сожалению Л. И. Сарбеева не пишет далее, что она понимает под неравномерностью метаморфизма. Если Л. И. Сарбеева имеет в виду неодинаково интенсивное изменение при метаморфизме групп микрокомпонентов (гелифицированные, фюзенизированные, липоидные и др.), то это, действительно, давно известно. Но в опубликованной мною статье говорится о неравномерности метаморфизма гелифицированных микрокомпонентов, что выражается в резко неодинаковой их степени анизотропности. Об этом нигде в своих более ранних работах Л. И. Сарбеева не упоминает.

Вопрос о неравномерности преобразования гелифицированного вещества при метаморфизме, вероятно, очень сложный и требует специальных исследований.

Нельзя сказать в целом о тунгусских углях и даже об углях, находящихся на контакте с интрузиями, что они все неравномерно метаморфизованы. В частности, при обжиге угля все гелифицированные микрокомпоненты постепенно теряют способность двупреломлять свет и становятся изотропными, похожими на фюзен. Говорить о неравномерности их метаморфизма не приходится. Вместе с тем в ряде пунктов в непосредственном контакте с интрузией уголь метаморфизован до антрацитовый стадии, и гелифицированные микрокомпоненты в нем одинаково сильно анизотропны. В примерах, приведенных мною в статье, неравномерно метаморфизованный уголь в одном случае располагается в зоне между обожженным и высокометаморфизованными углями, в другом — непосредственно у самой дайки.

Следующее замечание Л. И. Сарбеевой относится к употреблению термина «графитинит». Основным доводом против употребления этого термина, по ее мнению, является то, что обозначаемые им микрокомпоненты обладают иными свойствами и образуются в других условиях, чем графит.

Действительно, выделяемые в особую группу микрокомпоненты не обладают теми свойствами, которые характерны для графита, и потому они не называются графитом, а для них предлагается название «графитинит».

Графитинит по своим оптическим свойствам занимает промежуточное положение между вмещающим его гелифицированным веществом угля и графитом. В статье дана

характеристика графитинита и высказана гипотеза о его происхождении. Было бы интересно выслушать и другие точки зрения о происхождении высокоанизотропных микрокомпонентов, названных графитинитом.

Л. И. Сарбеева утверждает, что в сильной степени анизотропное вещество (т. е. графитинит) образуется из фюзенизированных тканей. С такой точкой зрения трудно согласиться. Известно, что при метаморфизме углей менее всего изменяются фюзенизированные микрокомпоненты. Так почему же они, а не липоидные или гелифицированные растительные остатки, могли послужить материалом для образования столь высокоанизотропного, а следовательно, и столь высоко молекулярно совершенного вещества, как графитинит?

Последующие изучения углей, а также опубликованные и устные сообщения ряда исследователей показали, что графитинит наблюдается в углях всех стадий метаморфизма, от длиннопламенных до антрацитов, и не только в тунгусских углях, но и в углях многих бассейнов. Причем с повышением степени метаморфизма угля количество его увеличивается. В углях, содержащих фюзенизированные остатки, таких, как в Тунгусском или Кузнецком бассейнах, графитинита больше, чем в углях более однородных гелитолитовых, таких как в Донецком бассейне. Это объясняется тем, что разный по твердости растительный материал по-разному уплотняется при метаморфизме, и, по-видимому, между телами разной твердости или в полостях клеток более твердых тканей создаются зоны ослабленного давления, в которых конденсируются более летучие продукты гумусового вещества в форме графитинита.

И, наконец, о графите. Здесь со стороны Л. И. Сарбеевой принципиальных возражений нет. Есть замечание о том, что нельзя приводить заниженные показатели отражательной способности, не типичные для графита. С этим замечанием согласиться нельзя. Если графит мелкочешуйчат и истинные показатели отражения его замерить невозможно, то следует привести те цифры, которые получены, и дать их объяснение. Показатели отражательной способности графита, по П. Рамдору (1962), или замеренные по крупнокристаллическому графиту из какой-либо пегматитовой жилы, никак не будут характеризовать тунгусский графит. Вопреки своим убеждениям и Л. И. Сарбеева сочла возможным в рассматриваемой критической статье привести заниженные показатели отражательной способности, характеризующие графит с р. Курейки.

Высказывание Л. И. Сарбеевой о том, что мелкочешуйчатая структура тунгусского графита обусловлена присутствием в исходных углях фюзенизированных микрокомпонентов, вызывает недоумение. По нашим наблюдениям и ранее опубликованным данным Г. М. Лушихина (1961), графиты, образованные из гелитолитовых углей, также имеют мелкочешуйчатое строение. Причем чешуйки графита формируются как из структурных, так и бесструктурных гелифицированных микрокомпонентов.

Вопрос об образовании крупных кристаллов графита при графитизации углей остается пока неясным. В тунгусских графитах крупные графитовые кристаллы, как правило, отсутствуют. Большие площади отчетливо анизотропного органического вещества в графите — вероятно, еще не раскристаллизованные остатки витринита. Такой витринит, действительно, по отражательной способности близок витриниту метаантрацита (или ографиченного антрацита, как пишет Л. И. Сарбеева). Но приведенные ею величины показателей отражательной способности витринита неверны. По ее данным, R_{\min} в кедровом масле 2,0—3,4% (для витринита). Эти числа не уступают максимуму отражательной способности тощего угля. А разве витринит в метаантраците в положении потемнения столь же яркий, как витринит тощего угля? Даже визуально можно установить, что это не так. В метаантраците витринит двуотражает от темно-серого цвета, такого как у длиннопламенных или газовых углей, до ярко-белого.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е в и ч Л. Ф. Изменение углей Сахалина под влиянием контактового метаморфизма.— В кн.: Материалы к IX совещанию работников лабораторий геологических организаций, вып. 8. «Недра», 1965.
- Л у щ и х и н Г. М. К вопросу о микроскопическом изучении графитов Тунгусского угленосного бассейна.— В сб.: Угленосные формации некоторых регионов СССР, 1961.
- Р а м д о р П. Рудные минералы и их сростания. (Перевод с немецкого). 1962.
- С а р б е е в а Л. И. Критические замечания к статье Л. А. Богдановой «Петрографические особенности термально-метаморфизованных углей Тунгусского бассейна». — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 1.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Дата поступления
24.V.1968

МЕТОДИКА

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ МОЩНОСТЕЙ ЗОН МЕТАМОРФИЗМА В УГЛЕННОЙ ТОЛЩЕ ДОНБАССА

В. Н. НАГОРНЫЙ, Ю. Н. НАГОРНЫЙ

Применяемая в настоящее время методика определения мощностей зон метаморфизма изложена в работах Ю. А. Жемчужникова (1948), И. И. Аммосова (1954), В. И. Скока (1954), М. Л. Левенштейна (1963) и др. Основное требование этой методики сводится к необходимости установления мощностей зон метаморфизма в направлении, близком нормали к плоскостям изометаморфизма. Это достигается преимущественно двумя способами: а) построением зон метаморфизма (применительно к маркам углей) на специальных геолого-углехимических разрезах с последующим измерением их мощностей в требуемом направлении; б) определением мощностей зон метаморфизма по вертикальным выработкам (шахтным стволам или разведочным скважинам), пересекающим угленосную толщу на площади пологого его залегания, т. е. в тех случаях, когда выработка направлена практически нормально к плоскости изометаморфизма.

Задача настоящего сообщения—рассмотреть некоторые новые способы определения мощностей зон метаморфизма при пересечении их выработками, имеющими любой угол наклона к плоскости изометаморфизма. Ниже кратко излагаются четыре основных случая взаимного расположения плоскостей изометаморфизма (границ зон метаморфизма), плоскостей напластования и разведочных выработок.

1. Зону метаморфизма пересекает вертикальная горная выработка или разведочная скважина в условиях наклонного или крутого залегания пород, причем угол наклона плоскостей изометаморфизма к горизонту положе угла падения пород (фиг. 1, скв. № 1). В этом случае мощность зоны метаморфизма, определенная по оси выработки (c), должна быть пересчитана на истинное ее значение (a) по формуле:

$$a = c \cdot \sin(\alpha + \beta),$$

где: α —угол между осью выработки и плоскостью напластования; β —угол, заключенный между плоскостями изометаморфизма и напластования пород.

Для определения осевых разрезов, на которые наносятся угольные пласты и показатели их степени метаморфизма (Нагорный, Гуревич, 1967). Показатели степени метаморфизма углей при помощи классификационной диаграммы (Лифшиц, 1954) приводятся к преобладающему в районе генетическому типу углей. На этих разрезах путем интерполяции показателей степени метаморфизма определяются границы и мощности зон метаморфизма по оси выработки.

Если же мощности зон метаморфизма устанавливаются не по осевым, а по нормальным стратиграфическим разрезам выработок, то полученные мощности зон метаморфизма в стратиграфическом разрезе (b) пересчитываются на истинные их значения (a) по формуле:

$$a = \frac{b}{\sin \alpha} \cdot \sin(\alpha + \beta).$$

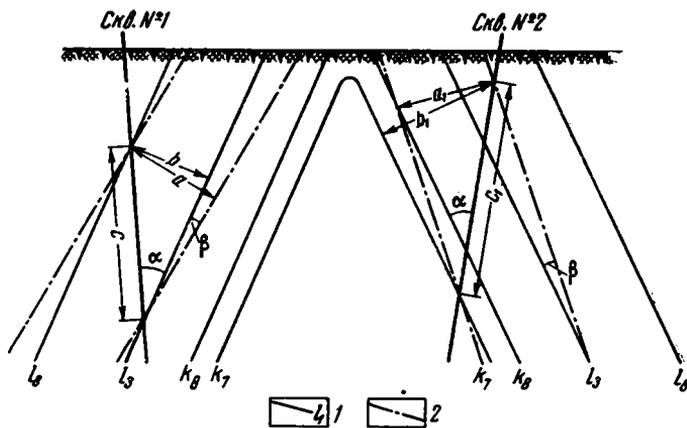
2. Вертикальная горная выработка или разведочная скважина пересекает зону метаморфизма на крутом или наклонном крыле складчатой структуры, при этом угол наклона зоны метаморфизма к горизонту круче угла падения пород (фиг. 1, скв. № 2). Мощность зоны метаморфизма, определенная по оси выработки (c_1), пересчитывается на истинную ее величину (a_1):

$$\bar{a}_1 = \bar{c}_1 \cdot \sin(\alpha - \beta).$$

В том случае, когда мощность зоны метаморфизма установлена по нормальному стратиграфическому разрезу (b_1), истинное ее значение (a_1) рассчитывается по формуле:

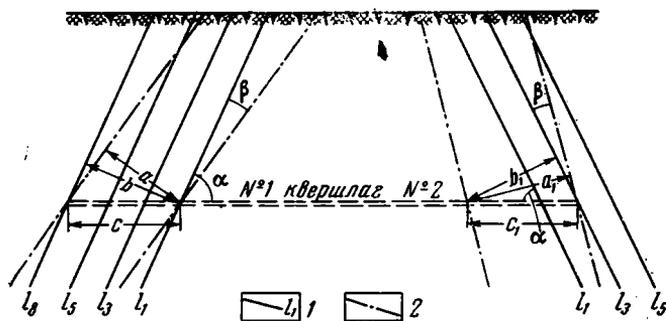
$$a_1 = \frac{b_1}{\sin \alpha} \cdot \sin(\alpha - \beta).$$

3. Зона метаморфизма вскрыта горизонтальной выработкой, например квершлагом, в условиях крутого или наклонного залегания пород, причем наклон зоны метаморфиз-



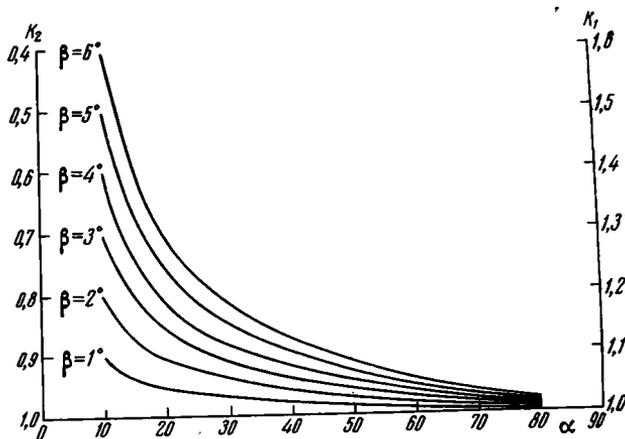
Фиг. 1. Определение мощностей зон метаморфизма по вертикальным выработкам

1 — угольные пласты; 2 — плоскости изометаморфизма (границы зон метаморфизма)



Фиг. 2. Определение мощностей зон метаморфизма по горизонтальным выработкам

1 — угольные пласты; 2 — плоскости изометаморфизма (границы зон метаморфизма)



Фиг. 3. График поправочных коэффициентов

ма к горизонту положе наклона плоскостей напластования (фиг. 2, квершлаг № 1). В этом случае мощность зоны метаморфизма, установленная по оси горизонтальной выработки (c), пересчитывается на истинную ее величину (a):

$$\bar{a} = \bar{c} \cdot \sin(\alpha - \beta).$$

Если же мощность зоны метаморфизма определена в нормальном стратиграфическом разрезе (b), то расчет истинного ее значения (a) осуществляется по формуле:

$$\bar{a} = \frac{b}{\sin \alpha} \cdot \sin (\alpha - \beta).$$

4. Горизонтальная выработка вскрыла зону метаморфизма на крутом или наклонном крыле складчатой структуры, при этом угол наклона зоны метаморфизма к горизонту круче угла падения пород (фиг. 2, квершлаг № 2). Мощность зоны метаморфизма, определенную по оси горизонтальной выработки (c_1), необходимо пересчитать на истинную ее величину (a_1): $a_1 = c_1 \cdot \sin (\alpha + \beta)$.

В этом случае, когда мощность зоны метаморфизма устанавливается по нормальному стратиграфическому разрезу (b_1), истинное ее значение (a_1) рассчитывается по формуле: $\bar{a}_1 = \frac{b_1}{\sin \alpha} \cdot \sin (\alpha + \beta)$.

Необходимо подчеркнуть, что мощность зоны метаморфизма чаще всего приходится определять по нормальному стратиграфическому разрезу выработки, так как в этом случае предоставляется возможность параллельно с установлением истинной мощности зоны метаморфизма вести определение ее значения в стратиграфическом направлении для последующего расчета стратиграфического градиента метаморфизма.

Для упрощения работ по расчету истинного значения мощности зоны метаморфизма по формуле $\bar{a} = \frac{b}{\sin \alpha} \cdot \sin (\alpha \pm \beta)$ можно использовать предлагаемый авторами график поправочных коэффициентов (фиг. 3). Учитывая общий вид уравнения, по которому производится расчет истинного значения мощностей зон метаморфизма, отношение $\frac{\sin (\alpha + \beta)}{\sin \alpha}$ принято за коэффициент κ_1 , а отношение $\frac{\sin (\alpha - \beta)}{\sin \alpha}$ —

за коэффициент κ_2 . Следовательно, мощность зоны метаморфизма, установленная по оси вертикальной горной выработки или скважины в условиях, когда зона метаморфизма залегает положе плоскости напластования, или по оси горизонтальной выработки, когда зона метаморфизма имеет угол наклона к горизонту круче, чем залегание пород, пересчитывается по формуле, которая принимает следующее выражение: $a = \kappa_1 \cdot b$.

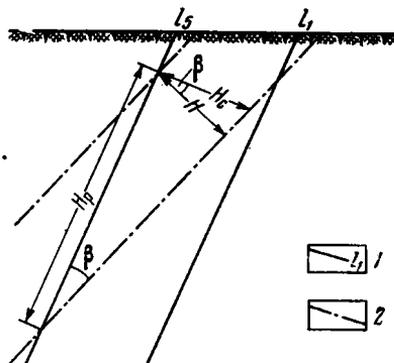
В случае же, если мощность зоны метаморфизма определяется по оси вертикальной горной выработки или разведочной скважины в условиях, когда зона метаморфизма залегает круче плоскости напластования, или по оси горизонтальной выработки, когда зона метаморфизма имеет угол наклона к горизонту положе, чем залегание пород, формула, по которой осуществляется расчет истинного значения мощности зоны метаморфизма, имеет следующий вид: $\bar{a} = \bar{\kappa}_2 \cdot \bar{b}$.

График поправочных коэффициентов строится на основании тех величин углов α и β , которые характерны для площади исследуемого района. Приведенный нами график (см. фиг. 3) построен для условий северо-западной части Донбасса (восточное крыло Бахмутской котловины), где углы встречи плоскостей напластования вертикальными и горизонтальными выработками (α) 10—80°, а углы наклона зон метаморфизма относительно плоскостей напластования (β) 2—6°.

Для определения величин поправочных коэффициентов по графику необходимо на оси абсцисс найти точку, отвечающую значению данного угла α , спроектировать по вертикали эту точку на кривую угла β соответствующей величины, затем спроектировать по горизонтали полученную точку на линию коэффициентов κ_1 и κ_2 .

Практически крайние пределы величины поправочного коэффициента, который необходимо учитывать для расчета истинных значений мощностей зон метаморфизма при различных углах падения пород и наклона выработок к горизонту, должны составлять 0,97—0,98 для коэффициента κ_2 и 1,02—1,03 — для коэффициента κ_1 .

Мощность зоны метаморфизма в отдельных случаях можно определить путем прямых расчетов, зная величины угла β и мощности зоны метаморфизма, установленные в стратиграфическом (H_c) или региональном направлениях (H_p) (фиг. 4). Мощность зоны метаморфизма в стратиграфическом разрезе определяется в направлении действия стратиграфического градиента метаморфизма, т. е. по нормали к напластованию, а в



Фиг. 4. Мощности зоны метаморфизма

H_c — в стратиграфическом направлении; H_p — в региональном направлении; H — истинное ее значение; 1 — угловые пласты; 2 — плоскости изометаморфизма (границы зон метаморфизма)

региональном — в направлении действия регионального градиента метаморфизма, соответствующего направлению максимального изменения мощности осадков угленосной толщи на исследуемой площади бассейна. Мощность зоны метаморфизма в этом направлении измеряется в плоскости угольных пластов.

Из фиг. 4 следует, что, имея величину мощности зоны метаморфизма в стратиграфическом направлении (H_c) и значение угла β в данной точке бассейна, можно произвести расчет истинных размеров мощности зоны метаморфизма по формуле: $H = H_c \cdot \cos \beta$

В случае же, когда имеется возможность установить угол β и мощность зоны метаморфизма в региональном направлении (H_p), истинное значение мощности зоны метаморфизма определяется по формуле: $H = H_p \cdot \operatorname{tg} \beta \cdot \cos \beta$.

ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И. И. Геологические факторы и свойства ископаемых углей. Изд. АН СССР, 1954.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
- Левенштейн М. Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне. В кн.: «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. I. Госгеолтехиздат, 1963.
- Лишниц М. М. Генетическая классификация углей. В кн.: «Углехимическая карта Донбасса», вып. VIII. Углетехиздат, 1954.
- Нагорный В. Н., Гуревич Б. И. К вопросу изменения степени метаморфизма угленосной толщи восточного крыла Бахмутской котловины Донбасса. Сб. «Геология и горное дело», Изд. ДГИ, 1967.
- Скок В. И. О ступенях глубинного метаморфизма ископаемых углей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 6.

Геолого-тематическая партия
треста шахтной геологии
и технического бурения
МУП УССР
Донецк

Дата поступления
26.XII.1968

УДК 552.1 (571.6)

СРАВНЕНИЕ ДВУХ НЕМЫХ ТОЛЩ МЕТОДАМИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

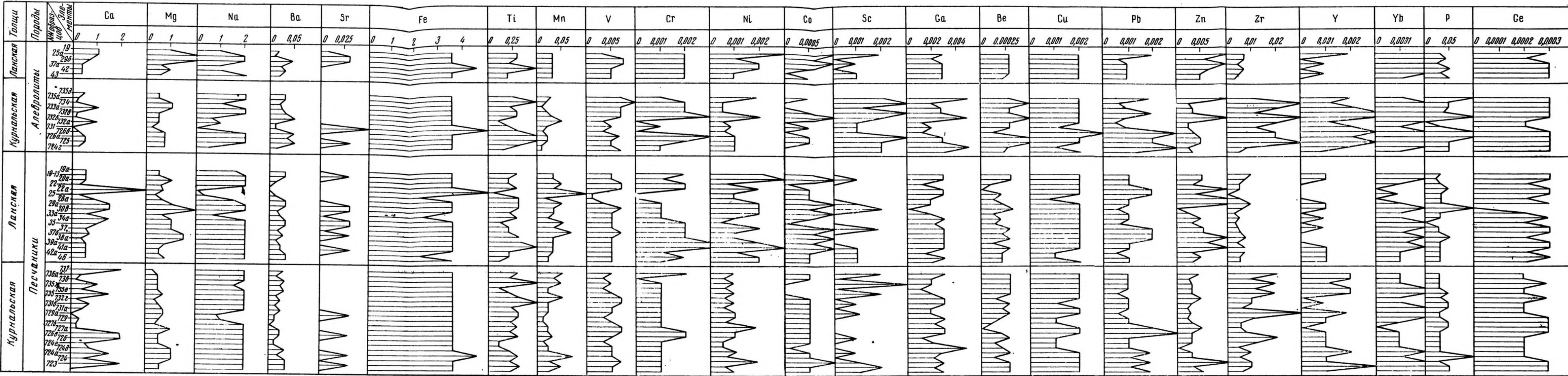
Г. Л. КИРИЛЛОВА

При проведении геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 в западной части хребта Джагды были закартированы две немые толщи, очень близкие по литологическому составу, но разделенные Ланским разломом регионального значения. Одна из толщ, названная ланской, слагает северные отроги хребта Джагды, другая (курнальская) — южные. В обеих толщах резко преобладают серые и зеленовато-серые массивные мелкозернистые полимиктовые песчаники, реже отмечаются темно-серые алевролитистые песчаники и в резко подчиненном количестве — черные алевролиты и артиллиты. В ланской толще, кроме того, наблюдаются редкие пласты и линзы диабазов и кремней мощностью до 30 м и протяженностью до 5 км. В алевролитистых песчаниках обеих толщ присутствует обуглившийся растительный детрит, а в курнальской толще также флора плохой сохранности.

При общем сходстве литологического набора пород в толщах и их количественного соотношения характер слоистости в них несколько различен. Так, для курнальской толщи характерно циклическое строение, причем циклы состоят из ритмов, закономерно изменяющихся снизу вверх по разрезу: если в основании цикла в ритмах доминируют серые мелкозернистые полимиктовые песчаники и мощность ритмов достигает 3,5—5 м при мощности прослоев темно-серых алевролитистых песчаников 0,5—1 м и алевролитов 5—10 см, то выше по разрезу мощность ритмов уменьшается до 0,8 м; соответственно увеличивается частота встречаемости алевроито-пелитовых пород и алевролитистых песчаников, хотя мощность их существенно не меняется. И, наконец, венчают цикл углистые алевролиты или углисто-глинистые сланцы обычно с растительным детритом. Циклы многократно повторяются в разрезе, но не одинаково, а лишь более или менее сходно, отражая изменение условий седиментации.

В ланской толще цикличности не наблюдается, хотя ритмичность в отдельных слоях отмечается. В общем же для этой толщи характерна крайне неравномерная, иногда неправильная слоистость; неслоистые пласты песчаников мощностью 15—70 м незаконно чередуются с пластами алевролитов, нередко тонкослоистых мощностью 0,5—3 м, реже до 8 м. Наряду с пластами среди песчаников отмечаются линзы и тела алевролитов совершенно неправильной формы.

При камеральной обработке материала наметились некоторые петрографические и минералогические отличия песчаников толщ. Минералогический анализ тяжелой фракции протолок, произведенный под бинокулярной лупой с подсчетом 500 зерен,



показал, что в курнальской толще среди минералов тяжелой фракции резко преобладает циркон, в виде единичных зерен отмечаются гранат, эпидот, сфен, лейкоксен. Качественный состав минералов тяжелой фракции песчаников лацкой толщи примерно такой же, однако количественные отличия проступают вполне отчетливо. Наряду с преобладающим цирконом 10—15% составляет эпидот, 8—10% гранат, 8—10% лейкоксен, развивающийся по ильмениту, кроме того, отмечаются единичные зерна сфена и ортита.

Петрографический состав песчаников из обеих толщ также несколько различен. В курнальской толще преобладают мелкозернистые полимиктовые песчаники, в обломочной части которых доминирует кварц (35—50%), в меньшем количестве отмечаются полевые шпаты (20—40%), среди которых преобладают плагиоклазы и обломки пород (10—15%), представленные преимущественно кварц-серпичитовыми сланцами, реже микрокварцитами и эффузивами. Цемент в этих песчаниках слабо раскристаллизованный глинистый, кремнисто-глинистый, базальный или поровый, нередко коррозийный, составляет 30—50% породы. Акцессорных минералов в песчаниках курнальской толщи очень мало: это преимущественно циркон и единичные зерна граната, сфена, эпидота, апатита, рудных минералов.

В ланской толще превалируют мелкозернистые полимиктовые, близкие к грауважковым песчаники, состоящие из плагиоклазов в различной степени серпичитизированных, реже сосюритизированных (25—40%), кварца (20—35%), обломков пород (20—30%), представленных спилитами, плагиопорфирами, фельзитами, микрокварцитами, реже алевролитами и глинистыми сланцами, и калишпата (5—7%). Цемент порового, реже базального типа, раскристаллизован в серпичит-кварцевый агрегат, часто с примесью хлорита, составляет 20—40% породы. Акцессорных минералов по сравнению с породами курнальской толщи довольно много: здесь тоже преобладает циркон, значительную долю составляет эпидот, сфен, гранат, реже отмечаются рутил, ортит, черные рудные минералы.

Для окончательного решения вопроса о сопоставлении или разделении ланской и курнальской толщ в спектральной лаборатории Дальневосточного территориального геологического управления был произведен полуквантитативный спектральный анализ пород этих толщ, отобранных по разрезам (табл. 1). Результаты анализа были сравнены с помощью t -критерия Стьюдента и F -критерия Фишера, характеризующих соотношения параметров распределения в малых выборках, когда число членов

Таблица 2

Индекс толщи	Породы	n	Mg n · 10 ⁻²				Cr n · 10 ⁻⁴				Ni n · 10 ⁻⁴				Zn n · 10 ⁻⁴				Zr n · 10 ⁻⁴								
			\bar{x}	σ^2	σ	$F_{\Phi:F_T}$	$t_{\Phi:t_T}$	\bar{x}	σ	σ^2	$F_{\Phi:F_T}$	$t_{\Phi:t_T}$	\bar{x}	σ	σ^2	$F_{\Phi:F_T}$	$t_{\Phi:t_T}$	\bar{x}	σ	σ^2	$F_{\Phi:F_T}$	$t_{\Phi:t_T}$	\bar{x}	σ	σ^2	$F_{\Phi:F_T}$	$t_{\Phi:t_T}$
ln	Алевролиты	19	85	43	1849	2,96	2,3	16	8	64	2,56	2,3	16	8	64	1,27	2,6	57	43	18,49	5,71	2,36	53	24	576	7,8	3,8
kr	Песчаники	21	59	25	625	2,46	1,96	11	5	25	2,46	2,04	9	9	81	2,46	1,96	35	18	324	2,46	2,06	112	67	4489	2,16	1,96
ln		6	117	68	4624	8,7	1,93	20	0	0	64	1,7	17	7	49	57,3	5,07	70	24	576	4,46	2,8	57	14	196	40,4	4,64
kr		12	62	23	529	3,2	2,12	16	8	64	3,2	2,18	96	53	2809	3,2	2,18	42	29	841	3,2	2,23	179	89	7921	3,2	2,18

$F_{\Phi} = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}$ — критерий Фишера, фактически полученный;

F_T — критерий Фишера, полученный по таблице при уровне значимости $q = 0,05$;

$t_{\Phi} = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sigma} \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{2}}$ — критерий Стьюдента, полученный фактически;

t_T — критерий Стьюдента, полученный по таблице, при $q = 0,05$.

в выборке меньше 30 и не определены параметры генеральной совокупности (Беус и др., 1965). Для такого сравнения в геохимических выборках из двух толщ отдельно для песчаников и алевролитов подсчитывалось среднее арифметическое содержание элементов (x_1 ; x_2), выборочная дисперсия (σ_1^2 ; σ_2^2) и среднее квадратичное отклонение (σ_1 ; σ_2). Последние два параметра представляют собой меру рассеяния содержаний элемента вокруг средней величины содержаний. Далее для всех элементов проводилось сравнение t -критерия и F -критерия, фактически вычисленных по формулам со значениями этих критериев, полученными по таблицам при 5%-ном уровне значимости и числе степеней свободы $f = n_1 + n_2 - 2$, где n — число проб в выборке. В результате было получено (табл. 2), что расхождение по t -критерию Стьюдента в песчаниках обеих толщ значимо для Mg, Cr, Ni, Zn, Zr, в алевролитах — для Ni, Zn, Zr, а расхождение по F -критерию Фишера в песчаниках значимо для Mg, Cr, Zn, Zr, в алевролитах — для Mg, Cr, Ni, Zr.

Другими словами, курнальская и ланская толщи при данном количестве проб с вероятностью 95% могут быть различимы по среднему арифметическому содержанию и дисперсии перечисленных выше элементов. Итак, полученные данные не позволяют сопоставлять эти толщи, логичнее считать их разновозрастными.

ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Григорян С. В., Ойзерман М. Т., Чолакян П. Г., Стояновский А. А. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. 1965.

Дальневосточное территориальное
геологическое управление
Хабаровск

Дата поступления
6.II.1969

УДК 549.09

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ В СВЯЗИ С ИЗУЧЕНИЕМ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ *

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. Н. ХОЛОДОВ

В последние 10—15 лет в области петрографии изверженных пород большое внимание привлекло изучение условий образования и закономерностей распределения акцессорных минералов-примесей. В ряде работ были сделаны попытки использовать акцессорные минералы как показатели генезиса вмещающих их изверженных пород, оценить их как коррелятивный признак или показатель времени формирования интрузивных тел.

Монографические работы В. В. Ляховича — результат личных исследований автора, удачно сочетающихся с обобщением большого литературного материала. В значительной мере они подводят итог развитию целого направления. Это — первые крупные работы, посвященные особенностям минерального состава гранитоидов СССР.

В данной заметке мы не ставим себе задачей рассмотреть все достоинства и недостатки упомянутых монографических исследований; мы хотели лишь подчеркнуть возможное значение этих работ при решении некоторых проблем палеогеографии. Представляется, что детальные минералого-петрографические данные, приведенные в работах В. В. Ляховича, могут быть успешно использованы для выявления источника сноса при формировании тех или иных осадочных толщ, для корреляции «немых» в палеонтологическом отношении, но разновозрастных осадочных отложений, для реконструкции палеоклиматических условий накопления осадков, для диагностики пород осадочного генезиса среди метаморфических и магматических тел и при решении металлогенических проблем.

В монографии «Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза» автор детально описывает парагенетические ассоциации акцессорных минералов, типичные для докембрийских гранитов платформенных областей (Балтийский щит, Украинский и Азовский кристаллические массивы, гранитоиды КМА) и послекембрийских гранитов геосинклиналей (гранитоиды Северо-Востока, Дальнего Востока, Забайкалья, Восточных Саян, Тувы, Горного Алтая, Урала, Казахстана и Средней Азии). Особое внимание В. В. Ляховича привлекают типоморфные особенности зерен одних и тех же минералов из различных гранитных массивов; это обстоятельство может быть успешно использовано при восстановлении роли источников сноса в различные моменты постинтрузивной геологической истории. Так, автор приходит к выводу, что цирконы гранитов Балтийского щита обычно окрашены в буровато-коричневые или серо-желтые тона и образуют непрозрачные или слабопрозрачные корродированные зерна; наоборот, цирконы Украинского кристаллического щита обычно представлены лилово-красными или красно-бурными разновидностями с многочисленными мелкими включениями биотита. Не вызывает сомнения, что соотношение этих двух разновидностей циркона в палеозойских и мезо-кайнозойских отложениях Русской платформы помогут ответить на

* О работах В. В. Ляховича «Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза», «Наука», 1967 и «Акцессорные минералы», «Наука», 1968.

вопрос об относительной роли двух щитов, поставлявших осадочный материал в седиментационные бассейны Русской платформы. По-видимому, в разное время относительное значение этих источников питания было различно.

Приведенный пример, конечно, не исчерпывает всех возможностей рецензируемой работы: В. В. Ляхович изучил минералогические особенности 80 акцессорных минералов в 14 петрографических провинциях СССР и, естественно, этот материал может быть широко использован при установлении источников сноса.

В другом месте той же работы автор приводит весьма интересные данные о пространственном распределении акцессорных минералов в отдельных интрузивных телах. В изученном им Эльжуртинском массиве гранитов (Северный Кавказ) одна группа акцессорных минералов (циркон, апатит, ксенотим, рутил и др.) весьма равномерно распределяется во всем теле интрузии, тогда как другая (флюорит, уранинит, торит, гранат и др.) несомненно накапливается в краевой части массива. Очевидно, что распределение акцессорных минералов первой группы в разрезах осадочных отложений, возникающих за счет разрушения данных гранитоидов, должно отличаться чрезвычайной равномерностью; что касается минералов второй группы, то их появление в осадках должно быть обусловлено глубиной эрозийного среза, и в ряде случаев они могут быть широко использованы в корреляционных целях. Обобщение литературных данных позволило В. В. Ляховичу к числу таких минералов-коррелятивов отнести кордиерит, андалузит, силлиманит, шпинель, гранат, циркон, флюорит, топаз, обычно накапливающиеся в приконтактовых частях интрузий.

В книге «Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза» делается первая попытка количественного подсчета распространенности минералов-примесей в гранитах различных массивов. В интрузиях 21 района СССР высчитано среднее содержание и частота встречаемости монацита, циркона, уранинита, торита, ортита, берилла, галенита, молибденита, магнетита, апатита и др. Эти данные, в сочетании с аналогичными материалами по другим типам магматических, эффузивных и метаморфических пород различных областей, несомненно, могут быть использованы для точной характеристики минеральных ассоциаций, возникающих в результате эрозии тех или иных питающих провинций в разное время, а палеогеографическое значение таких точных данных трудно переоценить. Действительно, сравнение ассоциаций акцессорных минералов, типичных для данной питающей провинции, с набором минералов-примесей в осадочных отложениях, возникших в смежных областях седиментации, как известно, позволяет по отсутствию или дефициту некоторых акцессориев судить о величине переноса материала или о климатических условиях осадконакопления. Более подробно значение некоторых акцессорных минералов как индикаторов климата было разобрано в классических работах В. П. Батурина (1937), Г. Б. Мильнера (1968) и др. В монографии «Акцессорные минералы (их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки)» В. В. Ляхович проходит детальное сравнение акцессорных минералов гранитоидов магматического генезиса и гранитоидов, возникших за счет метасоматического замещения метаморфических или осадочных отложений. Он приходит к выводу о том, что наличие окатанных зерен циркона, монацита, андалузита и др., наряду с распространением скелетных, футлярообразных и корродированных кристаллов, наличием неравновесных ассоциаций и унаследованных от исходных пород геохимических разновидностей минералов (например, магнизиальные турмалины, богатые хромом магнетиты и т. п.) позволяет различать среди гранитоидов бывшие осадочные и метаморфические образования, нацело переработанные в результате переплавления и метасоматоза.

Наконец, нельзя не отметить, что рассматриваемые монографии, несомненно, имеют большое прикладное значение. Выделенные и описанные В. В. Ляховичем монацитовые, ксенотимовые, касситеритовые гранитоиды намечают определенные промышленные перспективы различных регионов и позволяют начать в этих районах планомерные поиски россыпных редкометалльных месторождений; как известно (Херасков, Потемкин, Спицын, 1966), последние очень часто бывают пространственно связаны с редкометалльными месторождениями магматогенного происхождения.

В заключение хотелось бы пожелать, чтобы изучение акцессорных минералов, так удачно начатое в ИМГРЭ МГ и АН СССР, было бы продолжено. В частности, аналогичные работы должны, по нашему мнению, охватить всю гамму магматических образований от кислых до ультраосновных пород включительно. Не должны также оставаться белым пятном разнообразие эффузивные породы, а также сильно метаморфизованные образования, слагающие огромные площади выходов докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П. Палеография по терригенным компонентам. Баку—Москва, ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород, т. II. Руководство по петрографии осадочных пород. М., «Недра», 1968.
- Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. Н. Россыпные месторождения редких элементов.— В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3, М., «Наука», 1966.

**БИБЛИОГРАФИЯ ЛИТЕРАТУРЫ ПО БОКСИТАМ, ОПУБЛИКОВАННОЙ
АКАДЕМИЕЙ НАУК И ИСКУССТВ ЮГОСЛАВИИ (ЗАГРЕБ)
ЗА 1963—1967 гг.**

- Сокращения: SBOA — Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium.
TIKSOBA — Travaux du Comité international pour l'étude des bauxites, des oxydes et des hydroxydes d'aluminium.
- Бенеславский С. И. Основные черты единства процесса минералообразования в остаточных и осадочных бокситах. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 4—16.
- Бушинский Г. И. Случаи природного обеления бокситов. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 17—30.
- Гладковский А. К. Состав, происхождение, изменение и размещение мезокайнозойских месторождений бокситов в Зауралье и Тургайской равнине. SBOA, vol. I, 1964, p. 135—152.
- Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов. SBOA, vol. I, 1964, p. 115—134.
- Allen V. T., Schermer G. D. Сравнение залежей боксита в Орегоне и на Гавайских островах. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 83—98.
- Vardossy Gy. Развитие геологии бокситов с 1950 г. SBOA, vol. I, 1964, p. 31—50.
- Bushinsky G. I. Типы залежей карстовых бокситов и их генезис. SBOA, vol. I, 1964, p. 93—106.
- Bezjak A., Jelenić I. Структура кристаллов бёмита и байерита. SBOA, vol. II, 1964, p. 105—112.
- Vardossy Gy. Библиография статей и книг по бокситам. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 49—68.
- Vardossy Gy. Библиография статей и книг по бокситам. TIKSOBA, No. 4, 1966, p. 2—51.
- Caillèremeles S., Pobeguïn Th. О некоторых типах белых бокситов Франции. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 25—34.
- Caillèremeles S., Pobeguïn Th. Материалы по минералогии и реконструкция истории бокситов Южной Франции. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 9—16.
- Caillèremeles S. Белые бокситы. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 35—42.
- Dudich E. jnr, Karoly G. Подземные геологические карты в прогнозах бокситов Венгрии. SBOA, vol. I, 1964, p. 234—250.
- Dragović D. Некоторые данные о залежах белых бокситов в Черногории. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 21—36.
- Dragović D. Типы залежей белого боксита в Черногории. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 51—77.
- Grubić A. Стратиграфическое положение бокситов в Динаридах Югославии. SBOA, vol. I, 1964, p. 51—80.
- Gladkovsky A. K., Ushatinsky I. N. Генезис и изменения глиноземных минералов в бокситах. SBOA, vol. I, 1964, p. 153—170.
- Trutek D., Jungmann E., Maričić S., Zovko M. Растворимость бёмита югославских бокситов. SBOA, vol. II, 1964, p. 181—188.
- Iveković H., Uzelac V. Поведение двуоксида титана при декомпозиции боксита в процессе Байера. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 1—10.
- Jurković I., Sakać K. Стратиграфия, парагенезис и генезис бокситов Югославии. SBOA, vol. I, 1964, p. 253—264.
- Jungmann E., Klarić K., Maričić S., Maić Z. Изучение серии гелей гидроксида алюминия, псевдобёмита и бёмита методом протонного магнитного резонанса и инфракрасной спектроскопии. SBOA, vol. II, 1964, p. 137—142.
- Kotsis T. Дериватографическое изучение минералов боксита. SBOA, vol. I, 1964, p. 227—234.
- Karsulin M. Минерал $2Al(OH)_6 \cdot 1H_2O$ — «тучанит». SBOA, vol. II, 1964, p. 37—46.
- Karšulin M., Sars-Lahodny O., Kovačić V. О механизме обезвоживания гидраргиллита и каолинита. SBOA, vol. II, 1964, p. 197—206.

- Križža F. Осаждающее действие различных анионов на гель гидрооксида алюминия. SBOA, vol. II, 1964, p. 207—220.
- Komlóssy Gy. О минералогии и природе пиритизации некоторых бокситов Венгрии на примере месторождений Искансендьердь. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 71—82.
- Luković S. M. О минералогии, петрологии и происхождении каолин-бокситов, особенно белых бокситов Черногории. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 7—16.
- Luković S. О минералогии и петрографии залежей бокситов Черногории (Югославия). SBOA, vol. I, 1964, p. 275—284.
- Logomerac V. G., Novosel V. Извлечение алюминия из серноокислых растворов. TIKSOBA No. 5, 1968, p. 31—36.
- Logomerac V. G. Возможности использования латеритных руд. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 37—48.
- Machatschki F. Кристаллохимия алюминия. SBOA, vol. I, 1964, p. 171—172.
- Maksimović Z. Малые элементы в залежах бокситов Герцоговины, Югославия. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 63—70.
- Maric L. Terra rossa, боксит и сальдаме в карсте Динарид. Acad. Serbe des sciences et des arts. Conferences volume VIII, classe des sciences mathematiques et naturelles, No. 3, 1965.
- Maric L. Terra rossa, боксит и сальдаме в карсте Динарид. Acad. Serbe des sciences et des arts. Conferences volume IX, classe des sciences mathematiques et naturelles. No. 4, 1965.
- Maric L. Terra rossa и бокситы. SBOA, vol. I, 1964, p. 173—200.
- Maric L. Аллотипенные минералы юрских известняков Кобиляка близ д'Огулина, Югославия. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 17—18.
- Maric L. Помощь геологических наук в развитии нашей страны за послевоенное время (Бокситы на стр. 6). С картой полезных ископаемых. Rudarstvi, Geologija i Metalurgija, Jugoslavije, I, 1969.
- Maric L. Карстификация и геохимическая миграция макро- и микроэлементов на юго-западе Динарид в Югославии. Zemljiste i biljka, vol. 16, No. 1—3, 1967, p. 539—547.
- Maric L. Тучанит — новый минерал в боксите. Priroda. vol. 5, 1964, p. 129—131, Zagreb.
- Maric L. Нордстрандит и гиббоит в terra rossa динарского карста. Geoloski vjesnik Instituta za geoloska istrazivanja u Zagrebu i Hrvatskog geoloskog drustva, svezak 21, godinu 1967.
- Maric L. О структуре белых бокситов Трубьела. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 17—24.
- Protic M. Некоторые точки зрения о составе белых бокситов Черногории в Югославии. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 1—6.
- Pavlovic S., Protic M. Вариации состава бокситов Черногории и условия их образования. SBOA, цаг. I, 1964, p. 81—92.
- Pavic A. Стратиграфическое положение залежей бокситов в Черногории. SBOA, vol. I, 1964, p. 265—274.
- Pavic A. Lj. Сходство и различие геологических условий распространения белых и красных бокситов в Черногории. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 37—44.
- Parastamatiou J. Залежи бокситов Греции. SBOA, vol. I, 1964, p. 285—293.
- Parastamatiou J. Проблемы исследования бокситов Греции. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 21—30.
- Parastamatiou L. Некоторые вопросы происхождения бокситов Греции. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 3—8.
- Sapozhnikov D. G. Об извлечении алюминия органическими кислотами из минералов и пород в процессе выветривания. SBOA, vol. I, 1964, p. 107—114.
- Šarč—Lahodny O., Došen D., Vučer D. Растворение известняка в H_2O+CO_2 и условия его равновесия. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 11—20.
- Stevanović M., Delić M. Влияние облучения быстрыми нейтронами на стабильность структуры глинозема. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 41—50.
- Ščavničar S., Trubelja F., Sijarić—Pleho G. Минералогические и химические свойства бокситов Герцоговины. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 45—62.
- Schroll E., Sauer D. О геохимии редких элементов в бокситах. SBOA, vol. I, 1964, p. 201—226.
- Schroll E., Sauer D. Материалы к геохимии титана, хрома, никеля, кобальта, ванадия и молибдена в бокситах и проблема источника алюминия. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 83—96.
- Slisković T., Luburić P. Стратиграфическое положение бокситов Герцоговины и юго-западной Боснии. Bull. sci., Conseil Acad. RSF Yougoslavie—Zagreb, Tome 9, No. 1—2, 1964.
- Tertian R. Исследование образцов белого боксита из месторождения Воний До в Черногории. TIKSOBA, No. 3, 1966, p. 31—40.
- Tertian R. Точное количественное определение элементов в применении к анализу промышленных бокситов. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 109—126.
- Tertian R., Fagot C., Jamey M. Точный количественный анализ бокситов методом спектральной флуоресценции. SBOA, vol. II, 1964, p. 7—24.

- Torkar K., Krischner H. О свойствах чистой окиси и гидроокиси алюминия. SBOA, vol. II, 1964, p. 25—36.
- Trubelja F. Химический состав бокситов Герцоговины. SBOA, vol. II, 1964, p. 189—196.
- Trubelja F., Sijarić-Pleho G. Галлий в бокситах Герцоговины. TIKSOBA, No. 1, 1965, p. 19—20.
- Uveges J. Структура кристаллов бёмита и байерита. SBOA, vol. II, 1964, p. 47—104.
- Valeton I. Латеральная дифференциация фаций латерит-бокситов и их связь с рельефом в Гуджарате (Индия). TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 50—82.
- Vörös I. Ферри-ильменит в бокситах Искасентдьердь. TIKSOBA, No. 5, 1968, p. 1—3.
- Weisse de G. Бокситы латеритные и карстовые. SBOA, vol. I, 1964, p. 7—30.
- Weisse de G. Залежи белых бокситов Франции. TIKSOBA, No. 2, 1966, p. 43—49.
- Zsindely S., Kotsis T. О содержании карбонатов в бокситах кровли (Венгрия). SBOA, vol. II, 1964, p. 173—180.

Т. П. Мельникова

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (Главный редактор), Е. А. ГОЛОВИН, Т. Н. ДАВЫДОВА,
Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ, Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН,
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),
В. С. ЯБЛОКОВ

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), E. A. GOLOVIN, T. N. DAVYDOVA,
G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA, G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN,
O. L. LUNEVA, B. M. MICHAÏLOV, A. B. RONOVI, A. S. SOKOLOV, V. A. TENIAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief),
V. S. YABLOKOV

Адрес редакции:

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. ГИИ АН СССР

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 2/XII-1969 г. * Т-00655 Подписано к печати 3/II-1970 г. Тираж 1310 экз.
Зак. 5920 Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4³/₄ Усл. печ. л. 13,3+2 вкл. Уч.-изд. листов 14,5

2-я типография издательства «Наука». Москва, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Страхов Н. М. РАЗВИТИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ В РУССКОЙ И СОВЕТСКОЙ ГЕОЛОГИИ. Т. II. ЛИТОЛОГИЯ — САМОСТОЯТЕЛЬНАЯ НАУКА [от начала 20-х годов до конца 60-х годов XX в]. (Труды Геологического института. Вып. 229). 36 л. 3 р. 80 к. 2-9-2

Первая часть тома посвящена успехам в познании современного осадкообразования за рубежом и в СССР в 20—30-х годах. Подробно разбирается эволюция взглядов советских литологов на кору выветривания, природу и генезис глин, происхождение накоплений алюминия, железа, марганца, фосфоритов, доломитов, галогенных пород. Излагаются и разбираются физико-химические концепции 30-х годов, особенно детально теория химической дифференциации, пришедшая на смену биогенно-седиментационной концепции предыдущего периода.

Во второй части тома излагаются современные представления о литогенезе, выросшие на базе углубленного изучения современного и древнего литогенеза в 40-х годах. Разбираются некоторые спорные проблемы, по которым не достигнуто пока общего согласия.

В заключение делаются некоторые методологические выводы из истории развития литогенетических идей за 100 последних лет (1870—1970 гг.).

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Предварительные заказы принимаются всеми магазинами «Академкнига» и книготоргов.

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Душанбе, проспект Ленина, 95; Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; Киев, ул. Ленина, 42; Куйбышев, проспект Ленина, 2; Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12 (магазин «Книга — почтой»); Москва, ул. Горького, 8 (магазин № 1); Москва, ул. Вавилова, 55/5 (магазин № 2); Новосибирск, Красный проспект, 51; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; Уфа, Коммунистическая ул., 49; Уфа, проспект Октября, 129; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/б.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»