

**ГЛИНЫ
И
ГЛИНИСТЫЕ
МИНЕРАЛЫ
СИБИРИ**



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГЛИНЫ
И
ГЛИНИСТЫЕ
МИНЕРАЛЫ
СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

Редакционная коллегия:

Е. П. АКУЛЬШИНА, Ю. П. КАЗАНСКИЙ (отв. редактор),
Г. Н. ПЕРОЗИО, З. Я. СЕРДЮК

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике объединены статьи, освещающие минералогию, геохимию и распределение глинистых минералов в широком возрастном интервале: от четвертичных до верхнедокембрийских отложений территории от бассейна Оби до долины Лены. В статьях минералогического направления детально рассмотрены особенности состава таких глинистых минералов, как нонтронит, палыгорскит и хлориты. Для них отмечаются своеобразные условия генезиса: образование нонтронита в коре выветривания, седиментационное происхождение палыгорскита и возникновение железистых хлоритов при вторичном минералообразовании.

При рассмотрении состава микроэлементов в глинистых минералах большое внимание уделяется бору. Его содержание в пелитовой фракции или его отношение к галлию позволяет судить о солонности бассейнов прошлого. На примере палеозойских отложений Сибирской платформы рассмотрены количественные отношения между глиноземом, титаном, галлием, ванадием, марганцем, что позволяет выделить стратиграфические уровни с повышенными отношениями между этими компонентами, которые рассматриваются как горизонты, по времени отвечающие эпохам усиления химического выветривания на континенте.

Особенности распределения глинистых минералов в разрезе и на площади иллюстрируются примерами для четвертичных, третичных, мезозойских, палеозойских и верхнедокембрийских отложений Сибири. В молодых по возрасту толщах отчетливо улавливается первично обломочное происхождение глинистых частиц, а также видны начальные стадии их преобразования. Отмечается, кроме того, способность глинистых частиц перемещаться по порам и трещинам вместе с грунтовыми водами. Часть глинистых минералов в мезо-кайнозойских отложениях (каолинит, монтмориллонит) рассматриваются как вторичные образования.

Изучение ассоциаций глинистых минералов в разновозрастных толщах выявляет связь их состава с крупными геологическими событиями (изменение тектонического режима, климата, условий выветривания в области размыва и др.). В континентальных толщах намечается некоторая дифференциация глинистых частиц в различных типах пород по размерам частиц. Более резко она проявляется при сопоставлении морских и континентальных областей седиментации.

Распределение глинистых минералов в древних, значительно измененных толщах рассмотрено на примерах среднего палеозоя Тувы и верхнего докембрия Енисейского края. Изучение глинистых минералов в отложениях этого типа имеет специфические особенности, обусловленные существенной переработкой пород вторичными процессами. Одним из наиболее устойчивых глинистых минералов оказывается

каолинит. Хлориты и гидрослюды являются как реликтовыми, так и конечными продуктами преобразования других глинистых минералов. Оценка влияния пирокластического материала на состав глинистых минералов сделана при рассмотрении разреза палеозоя Тувы. В этом случае связь состава глинистых частиц с фациальными условиями более отчетлива. Однако при вторичном преобразовании различия в составе могут затушевываться. Монтмориллонитовые глины в девонских отложениях Тувы при постседиментационных изменениях переходят в гидрослюдистые породы.

Наконец, состав глинистых минералов в измененных осадочных породах в какой-то мере характеризует начальные стадии метаморфизма. Однако в рассмотренных случаях эти изменения благодаря специфике исходного материала являются продолжением процессов эпигенеза и катагенеза.

Рассматриваемый сборник отвечает определенному этапу в изучении глин и глинистых минералов в Сибири, который знаменуется развитием специальных минералогических методов и усилением интереса к вопросам генезиса глинистых минералов на различных стадиях существования осадочных пород.

М. Ф. Соколова, Ю. П. Казанский

НОНТРОНИТ В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ О-ВА ОЛЬХОН (оз. БАЙКАЛ)

Вдоль северо-западного берега о-ва Ольхон расположены обнажения толщ докембрийских кристаллических сланцев. В ряде точек между пос. Хонхой и Саса кристаллические породы несут следы выветривания. Элювиальные образования развиваются на пегматитах и кристаллических сланцах. Во всех случаях продукты выветривания представлены гидрослюдой и каолинитом, указывающими на каолиновый характер выветривания. В то же время в некоторых обнажениях, располагающихся по берегу оз. Байкал между пос. Песчаная и Саса в средних горизонтах элювия, сложенного дресвой и гидрослюдисто-каолиновыми новообразованиями, встречены жилки желто-зеленого, зеленого минерала, определенного как нонтронит.

Рассмотрим строение разрезов кор выветривания в районе, в котором был встречен нонтронит. Неизменная порода представлена кристаллическим кварцево-слюдистым сланцем, сложенным кварцем, биотитом, мусковитом, полевыми шпатами с примесью ильменита, лейкоксена, циркона, турмалина, эпидота, обыкновенной роговой обманки, апатита и авгита. Нижняя часть разреза коры выветривания, мощностью около 1 м, представлена дресвой сланца. Кроме механического разрушения, в этой части разреза наблюдается гидратация биотита. Обломки сланца покрыты бурыми и красно-бурыми окислами железа. Вдоль трещин реликтовой сланцеватости развиты жилки и полосы зеленого нонтронита. Выше зоны дресвы залегает бурый, сильно выветрелый сланец, в значительной степени замещенный глинистыми минералами и бурым железняком. В этой части разреза исчезают полевые шпаты, магнетит, амфиболы, пироксены, эпидот и апатит.

Нонтронит в жилах имеет достаточно однородную текстуру. Основная масса раскристаллизована. Различают два типа зерен: 1) мелкие изометричные кристаллики диаметром 0,02 мм и 2) вытянутые разновидности размерами 0,001×0,01 мм. Местами можно наблюдать преобразование зерен второго типа в вермикулитоподобные сростки или радиальнолучистые агрегаты. Очень редко встречаются мелкие жилки нонтронита, пересекающие основную массу. Характерно, что в этих жилах короткопризматические кристаллики длиной до 0,03 мм располагаются перпендикулярно стенкам трещины, заполняя всю ее ширину. Два типа зерен нонтронита устанавливаются и на электронномикроскопических снимках (рис. 1 и 2).

Результаты химического анализа нонтронита приведены в табл. 1.

Минералогическая однородность нонтронитовой глины позволила рассчитать по данным химического анализа кристаллохимическую

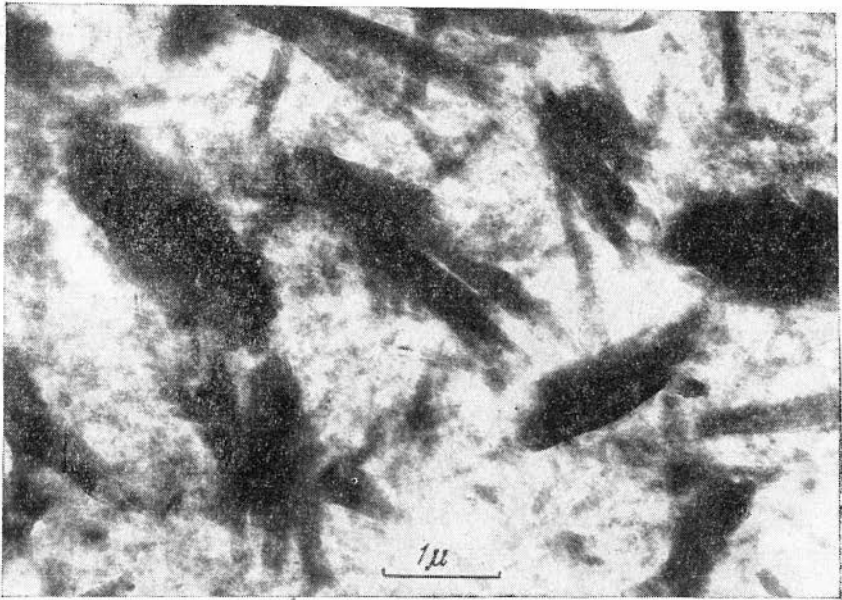


Рис. 1. Изометричные и лучистые агрегаты нонtronита



Рис. 2. Лучистые агрегаты нонtronита

формулу минерала. Расчет производился по схеме, предложенной Россом и Хендриксом (Ross, Hendricks, 1945) для минералов монтмориллонитовой группы, со следующими ее изменениями:

Таблица 1

Химический анализ нонтронита (в %)

Оксиды	Содержание	Оксиды	Содержание
SiO ₂	43,70	CaO	1,29
TiO ₂	0,25	Na ₂ O	0,80
Al ₂ O ₃	5,50	K ₂ O	0,04
Fe ₂ O ₃	31,20	П. п. п.	6,01
FeO	0,12	H ₂ O	9,69
MgO	1,54	Сумма	100,14

Аналитик В. В. Таскина.

1. Предполагалось, что магний может занимать не только октаэдрические позиции, но и межслойные положения. Правомерность такого размещения магния была детально проанализирована и доказана Фостер (Foster, 1951), а позднее продемонстрирована Мак-Ати (McAtee, 1956) на вайомингском бентоните.

2. Считалось, что и в октаэдрах замещения катионов происходят ион за ион. Пересчет Фостер (Foster, 1951) кристаллохимических формул монтмориллонитов с учетом обменного магния, в результате которого оказалось, что расчетная величина числа катионов в октаэдрах не превышает 2,02, почти не оставляет сомнений в этом. Таким образом, число положительных ионов в тетраэдрах в расчете на половину элементарной ячейки принималось равным 4, а в октаэдрах — 2. Избыточное количество ионов магния сверх общего значения 2 для катионов октаэдрического слоя помещалось в межслойное пространство.

3. При расчете коэффициента ионной пропорции мы полагаем, что стабильна не величина заряда межслойных катионов, а суммарный заряд всех катионов, включая и межслойные. Справедливость такого расчета допускали Росс и Хендрикс (Ross, Hendricks, 1945), а Б. Б. Звягин (1957) именно так и рассчитывал формулу монтмориллонита.

Полученная кристаллохимическая формула нонтронита для содержащего половины элементарной ячейки имеет следующий вид: Ca_{0,11}Na_{0,12}Mg_{0,11}(Fe_{1,89}³⁺ Fe_{0,01}²⁺ Al_{0,03}Mg_{0,07})(OH)₂[Si_{3,51}Al_{0,49}O₁₀] · 2,6 H₂O.

При таком расчете, как и при любых других методах расчета минералов монтмориллонитовой группы (Ross, Hendricks, 1945; Звягин, 1957), получилось некоторое несоответствие между количеством конституционной воды, необходимой для выражения структурной формулы и расчетной величиной ее. Не исключена возможность, что основная причина этого несоответствия кроется в том, что применение существующей методики определения потерь при прокаливании и воды к минералам монтмориллонитовой группы, вероятно, неизбежно приводит к завышенным значениям потерь при прокаливании и, соответственно, заниженным величинам воды. Количественные соотношения между катионами в тетраэдрах и октаэдрах, по-видимому, довольно близки к истинным, так как рассчитанное размещение их хорошо согласуется с результатами рентгеноструктурного изучения.

Полученная кристаллохимическая формула наглядно отражает некоторые существенные особенности структуры нонтронита, отмеченные

еще Россом и Хендриксом (Ross, Hendricks, 1945): значительное замещение Si^{4+} на Al^{3+} в тетраэдрах и относительно малые замещения в октаэдрах, что приводит к тому, что почти весь отрицательный заряд элементарной ячейки обусловлен замещениями в тетраэдрах.

Как известно (Грим, 1956), заметное превышение радиуса Fe^{3+} размера октаэдрической пустоты приводит к направленным натяжениям в структуре минерала, для которого характерно существенное

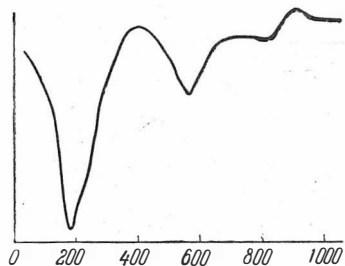


Рис. 3. Термограмма нонтронита

заполнение октаэдров Fe^{3+} . В связи с этим частицы приобретают удлиненную, щепковидную форму. Электронные микрофотографии выявляют и весьма малые изометричные частицы со средним размером в несколько сотых долей микрона (см. рис. 1) и удлиненные частицы размером более микрона (см. рис. 2), часть которых сформирована в радиальнолучистые агрегаты.

Рентгеновская дифракционная картина минерала (табл. 2, 3) отвечает структуре нонтронита. Ее особенностью является наличие полос двумерной дифракции 11,02; 13,20; 31, 15, 24 и других, резких со стороны малых углов и расплывчатых со стороны больших, которые характерны для любого представителя монтмориллонитовой группы минералов. Значение рефлекса 06, равное 1,521 kX , свидетельствует о почти

Таблица 2

Общие рефлексы на рентгенограмме нонтронита
(Условия съемки: отфильтрованное $\text{Co K}\alpha$ -излучение, $2R = 86$ мм;
 $d = 0,3$ мм; $V = 45$ кв, $I = 10$ мА)

hk^*	I	$\frac{d\alpha}{n}$	hk^*	I	$\frac{d\alpha}{n}$
11,02	10	{ 4,55 4,21	31,15,24	4	{ 1,709 1,685
	2			1	
13,20	6	{ 2,61 2,43	33,06	9	1,521
	2			26,40	4 ш.
22,04	2	2,29	35,17,42	4	1,266

* По Д. М. Мак-Эвану (1955).

полном заполнении всех возможных положений в октаэдрах трехвалентным железом, что ясно видно также из рассчитанной кристаллохимической формулы. На дифференциальной кривой нагревания (рис. 3) эта особенность состава нонтронита отразилась на сравнительно пониженной температуре второго эндотермического эффекта. Величины параметра b , определенные по формуле Д. М. Мак-Эвана (1955) и рентгенометрически по рефлексу 06, находятся в хорошем согласии и соответствуют $9,13 \pm 0,01$ kX . Небезынтересно, что помещение всего магния в октаэдрические позиции приводит к значительным, далеко выходящим за пределы экспериментальных ошибок, различиям в параметре b , рассчитанном двумя названными выше методами.

Для нонтронита последовательность базальных рефлексов, полученных от ориентированных агрегатов, выдержанных при 50°C , ограничивается пятью первыми порядками (см. табл. 3). В отличие от На-алюминиевого монтмориллонита, для которого характерны относительно сильные четные порядки и прежде всего четвертый, у нонтронита более

Сравнительная характеристика базальных рефлексов нонтронита и Na-алюминиевого монтмориллонита
(Условия съемки: отфильтрованное Co K α -излучение, 2R = 86 мм; V = 45 кв; I = 10 mA)

оое	а		б		оое	$\frac{d\alpha}{n}$	а*		б*	
	l	$\frac{d\alpha}{n}$	l	$\frac{d\alpha}{n}$			l	l		
001	>10	15,3	>10	12,4	001	17,7	>10	>10		
002	2	7,65	4	6,2	002	8,85	8	5		
003	3	5,10	2	4,13	003	5,90	2	4		
004	2	3,82	9	3,10	004	4,43	4	5		
005	6	3,06	1	2,48	005	3,54	7	5		
					006	2,95	5	4		
					007	2,53	2	2		
					008	2,21	1	2		
					009	1,967	1	2		

а — нонтронит, выдержанный при 50°C.

а* — тот же образец, обработанный глицерином.

б — Na-алюминиевый монтмориллонит, выдержанный при 50°C.

б* — тот же образец, обработанный глицерином.

интенсивны нечетные порядки, особенно пятый (не считая первого, интенсивность которого для всех минералов монтмориллонитовой группы чрезвычайно велика). При обработке нонтронита глицерином степень упорядоченности структуры возрастает (Мак-Эван, 1955). На рентгенограмме, полученной от ориентированного агрегата такого образца, отчетливо проявляются первые девять порядков базальных рефлексов (см. табл. 3). По сравнению с последовательностью базальных отражений Na-алюминиевого монтмориллонита у нонтронита рефлекс 003 очень слаб, а рефлексы 002 и 005 имеют несколько повышенные интенсивности.

Определяя условия образования нонтронита, прежде всего следует оценить ту геологическую обстановку, которая известна для данного района. Согласно исследованиям Э. И. Равского (1959), Н. А. Логачева (1958) и других, кора выветривания в районе о-ва Ольхон имеет палеогеновый возраст. Она перекрывается олигоценовыми или миоценовыми отложениями с пластами угля. Таким образом, выветривание происходило, вероятно, во влажных, теплых условиях и на породах типа кварцево-сланцевых сланцев создавало каолиновый тип продуктов разрушения. На такой характер выветривания указывают и продукты переотложения, слагающие лежащую выше угленосную свиту. Следовательно, образование нонтронита в коре выветривания данного типа не является характерным процессом.

По литературным данным (Allen, 1945; Allen, Scheid, 1946; Гинзбург, Рукавишникова, 1951), нонтронит преимущественно образуется при разрушении основных и ультраосновных изверженных пород, скарнов, железных руд и реже сиенита, трахита. Он возникает в коре выветривания за счет разрушения железистых силикатов в условиях слабого дренажа или путем синтеза растворенного кремнезема и соединений железа (Чухров, 1955).

Линзовидный, жилковый характер залегания, прекрасная раскрытая кристаллическая структура описываемого нонтронита позволяют допустить его образование путем синтеза. Однако этот процесс является более поздним, чем время формирования коры выветривания. Жилки нонтронита

рассекают не только реликтовые текстуры сланца, но и новообразования элювия. В свете этих данных можно допустить, что образование нонтронита связано с наложенной стадией более позднего выветривания. По данным Э. И. Равского (1959), в Прибайкалье такая эпоха существовала в конце плиоцена или начале плейстоцена, когда формировалась красноцветная кора выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956.
- Звягин Б. Б. Расчет структурных химических формул.— В кн. «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». М., 1957.
- Логачев Н. А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1958.
- Мак-Эван Д. М. Монтмориллонитовые минералы.— В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ, 1955.
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 127, № 3, 1959.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Allen V. T. Effect of migration of clay minerals and hydrous aluminium oxides on the complexity of clay.— J. Amer. Ceram. Soc., 28, N 10, 1945.
- Allen V. T., Scheid V. E. Nontronite in the Columbia river region.— Amer. Min., 31, N 5-6, 1946.
- Foster M. D. The importance of exchangeable magnesium and cation-exchange capacity in the study of montmorillonitic clays.— Amer. Min., 36, N 9-10, 1951.
- McAtee J. Z. Heterogeneity in montmorillonite. Clays and clay minerals.— Nat. Acad. Sci.-Nat. Res. Council, pub. 566, 1958.
- Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper., N 205-B, 1945.

Ю. Н. З а н и н

ПАЛЫГОРСКИТ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА РЫБИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА

Палыгорскит (аттапульгит) является довольно частым минералом осадочных толщ как морского, так и континентального происхождения. Однако в известной нам литературе почти не содержится сведений о находках этого минерала в осадочных породах Сибири. Объясняется это, конечно, не какой-либо особой редкостью условий, в которых палыгорскит может образовываться. На огромной площади Сибири развиты осадочные образования самых различных генетических типов, и то, что среди них упоминания о таком в общем распространенном минерале, как палыгорскит, редки, лишней раз свидетельствует о весьма еще слабой литологической изученности многих комплексов осадочных пород этого района.

Палыгорскит играет важную роль в восстановлении условий осадконакопления вмещающих его толщ. Он образуется в сухом климате в слабощелочной или нейтральной среде. Он имеет также довольно существенное практическое значение: используется в нефтеперерабатывающей промышленности и ряде других производств: при производстве некоторых сортов бумаги, в медицинской и фармацевтической промышленности, для приготовления полировочных смесей и пр. (Grim, 1962). Палыгорскит описан в морских отложениях нижнего (Зхус, 1956), среднего и верхнего карбона Русской платформы (Ратеев, 1963; Трофимов, 1963), в палеогене Ферганы (Ратеев, Осипова, 1958) и Туркмении (Шабаева, 1962), на Украине (Куковский, 1960) и ряде других мест.

Нами палыгорскит был выявлен в глинистой фракции (менее 0,001 мм), выделенной из пород чаргинской свиты Рыбинской впадины и баероновской и топорокской свит Иркутского амфитеатра. Чаргинская, баероновская и топорокская свиты, возраст которых датируется как верхний девон (Сачук, Акульчева, 1960₁₋₂), слагаются известковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и доломитовыми известняками. Песчаники характеризуются хорошей окатанностью, сортировкой и почти исключительно кварцевым составом; в известняках наблюдаются включения и прожилки халцедона. Накопление данных отложений происходило в континентальных условиях (Жарков, 1958). Присутствие палыгорскита было зафиксировано в глинистой фракции пород чаргинской свиты в образцах, отобранных в разрезе на р. Кан в районе с. Подъянды и в образцах баероновской и топорокской свит из районов сел Камышета и Нижней Баероновки. Наличие в глинистой фракции девонских пород палыгорскита надежно диагностируется рентгеноструктурным и электронномикроскопическим анализами.

Таблица 1

Рентгенограммы глинистых минералов, содержащих палыгорскит,
из верхнедевонских отложений Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра
(фракция менее 0,001 мм)

Данные, вычисленные по предполагаемой структуре, кХ*		Рыбинская впадина, с. Подъянда **				Иркутский амфитеатр***, обр. 2029. А	
		обр. 2021. А		обр. 2022. А			
<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
—	—	—	—	7	17,52	—	—
—	—	—	—	—	—	1	13,93
330	10,48	10	10,55	5	10,53	10	10,53
—	—	—	—	—	—	2	7,08
17	6,45	2	6,43	1	6,18	1	6,40
12	5,44	3	5,42	—	—	1	5,44
1	5,24	—	—	—	—	1	5,22
—	—	—	—	—	—	1	5,02
66	4,50	4	4,47	5	4,50	3	4,48
—	—	4	4,28	3	4,29	1	4,26
13	4,18	2	4,16	—	—	—	—
18	3,69	2	3,69	—	—	—	—
12	3,49	—	—	—	—	2	3,54
2	3,47	—	—	—	—	—	—
—	—	8	3,35	10	3,36	7	3,34
120	3,23	2	3,25	2	3,25	4	3,24
—	—	1	3,12	—	—	3	3,18
3	3,04	6	3,04	—	—	1	3,03
—	—	—	—	—	—	1	2,87
2	2,76	—	—	—	—	1	2,71
43	2,62	2	2,62	4	2,59	2	2,59
8	2,56	2	2,557	—	—	1	2,524
—	—	2	2,506	—	—	1	2,467
5	2,38	—	—	—	—	1	2,425
—	—	2	2,283	—	—	—	—
1	2,25	2	2,231	1	2,246	1	2,260
—	—	1	2,174	—	—	—	—
15	2,15	1	2,135	2	2,130	2	2,129
1	2,10	2	2,095	—	—	2	2,006
—	—	2	1,917	—	—	—	—
1	1,845	3	1,873	2	1,832	1	1,850
3	1,815	3	1,817	2	1,819	1	1,811
—	1,75	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,697
—	—	1	1,670	1	1,665	1	1,653
3	1,615	2	1,606	3	1,619	1	1,610
17	1,555	—	—	2	1,561	1	1,571
—	—	—	—	—	—	1	1,536
40	1,50	2	1,506	—	—	2	1,504
—	—	—	—	—	—	1	1,486
—	—	1	1,433	—	—	—	—
—	—	1	1,375	—	—	—	—
—	—	1	1,305	—	—	—	—
—	—	1	1,254	—	—	—	—

* По Бредли (Bradley, 1940).

** Анализ проведен Э. Ф. Чнлеко. Образцы насыщены этиленгликолем.

*** Анализ проведен Т. Н. Григорьевой и М. В. Новожиловой.



Рис. 1. Электронная микрофотография палыгорскита из доломитового
 •кремневого известняка Рыбинской впадины. Обр. 2021, увел. 10 000.
 Фракция менее 0,001 мм

Наиболее чистый палыгорскит, являющийся единственным глинистым минералом тонкой фракции породы, наблюдался в одном из образцов (обр. 2021), сложенном слабомагнезиальным окремненным известняком следующего состава (по пересчету химического анализа 5% солянокислой вытяжки): кальцит — 82,46%, доломит — 5,72%, нерастворимый остаток — 10,41%. На рентгенограмме глинистой фракции этого образца (табл. 1) наблюдается большинство линий, вычисленных для палыгорскита (аттапульгита) теоретически Бредли (Bradley, 1940).

Прекрасные игольчатые кристаллы палыгорскита можно видеть на электронных микрофотографиях¹ глинистой фракции (рис. 1). Наряду с палыгорскитом данный образец содержит в тонкой фракции кальцит и в меньшем количестве кварц, характерные линии которых, иногда совпадающие, выражены на рентгенограмме весьма четко. Практически все линии рентгенограммы обр. 2021, не отвечающие палыгорскиту, принадлежат кварцу или кальциту или же обоим минералам. Присутствие кальцита подтверждается и химическим анализом рассматриваемого

Таблица 2

Химический состав глинистых минералов (в %)
 (фракция менее 0,001 мм)

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П.п.п.	Сумма
2021	52,42	8,95	3,48	0,31	8,69	9,02	0,76	0,33	17,1	101,06
2022	59,59	17,76	6,38	0,31	0,99	4,24	2,22	Не опр.	8,50	99,99

Аналитик Э. И. Ермакова.

мой фракции (табл. 2), содержание в которой CaO и потерь при прокаливании значительно.

Кальций в состав минералов ряда сепиолит — палыгорскит, как известно, не входит, и весь он связан с карбонатом. В тонкой фракции терригенных пород содержание палыгорскита резко уменьшается;

¹ Электронномикроскопический анализ проведен Н. Г. Пятилетовой.

преобладающим здесь является монтмориллонит — ведущий глинистый минерал девонских отложений рассматриваемого района (Занин, 1962). На рентгенограммах глинистой фракции из образцов известкового мелкозернистого алевролита с содержанием кальцита 20,01% и ничтожной примесью доломита (обр. 2022, Рыбинская впадина) и карбонатного аргиллита с содержанием кальцита 10,15% и доломита 0,96% (обр. 2029, Иркутский амфитеатр) линии палыгорскита имеют меньшую интенсивность по сравнению с линиями обр. 2021, и многие из них вообще не проявлены (см. табл. 1). С другой стороны, довольно интенсивно выражены линии монтмориллонита в обр. 2022 (17,52 Å и др.). Линии 13,93; 7,08 Å и другие образца 2029 принадлежат, как это подтверждено электронной микроскопией, монтмориллониту. Как и ранее, в тонкой фракции этих образцов присутствует кварц. На электронных микрофотографиях фракции менее 0,001 мм (рис. 2, 3) видно, что игольчатые кристаллы палыгорскита содержатся в небольшом количестве; основное место принадлежит здесь непрозрачным и полупрозрачным чешуйкам монтмориллонита, имеющим неправильную форму. Существенно увеличивается в глинистой фракции по данным химического анализа содержание алюминия и уменьшается — магния (см. табл. 2). В рассматриваемых отложениях, таким образом, палыгорскит содержится в максимальном количестве в слабomagнезиальных кремнистых известняках; в глинистой фракции обломочных пород наблюдается резкое уменьшение количества палыгорскита при преобладании монтмориллонита. Необходимо указать, что в восточных районах (Иркутский амфитеатр) содержание палыгорскита в девонских породах по сравнению с отложениями Рыбинской впадины заметно уменьшается.

Палыгорскит в осадочных породах описывается и как аутигенный и как обломочный минерал. В отложениях верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра, где состав глинистых минералов в терригенных породах в основном монтмориллонитовый, а в известняках в отдельных случаях исключительно палыгорскитовый, несомненно аутигенная природа палыгорскита. Подобный факт прямой взаимозависимости между содержанием палыгорскита и карбонатов отмечался М. А. Ратеевым и А. И. Осиповой (1958) для палеогена Ферганы. На аутигенный характер образования палыгорскита указывает и облик кристаллов, имеющих вид тонких удлиненных нитей (см. рис. 1), которые едва ли могли бы сохраниться в процессе транспортировки. Нам представляется возможным рассматривать палыгорскит девонских отложений как сингенетический минерал, образовавшийся в результате синтеза окислов. Известно, что уже при рН, равном 9, являющемся, по Н. М. Страхову (1960), верхним пределом рН в реках аридных областей, часть глинозема переходит в раствор и может таким путем поступать в бассейн седиментации. В замкнутых континентальных водоемах, какими являлись области осадконакопления верхнедевонских отложений Иркутского амфитеатра и Рыбинской впадины, содержание глинозема быстро достигало предела насыщения и он выпадал из раствора, образуя совместно с окислами магния и кремния палыгорскит. При этом в карбонатных породах с небольшой примесью обломочного материала палыгорскит, естественно, является ведущим глинистым минералом, в то время как в терригенных породах он разубоживается в массе глинистых минералов, принесенных из областей сноса. Как видно из состава отложений чаргинской, баероновской и топорокской свит, содержание растворенных магния и кремнезема в водах бассейна седиментации было повышенным.

Присутствие палыгорскита в том или ином количестве в отложениях верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра

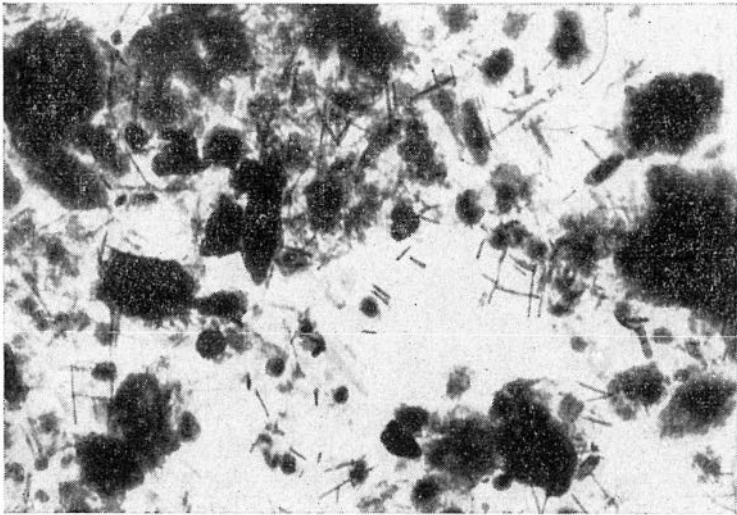


Рис. 2. Электронная микрофотография палыгорскита и монтмориллонита из карбонатного алевролита чаргинской свиты Рыбинской впадины. Обр. 2022, увел. 10 000. Фракция менее 0,001 мм

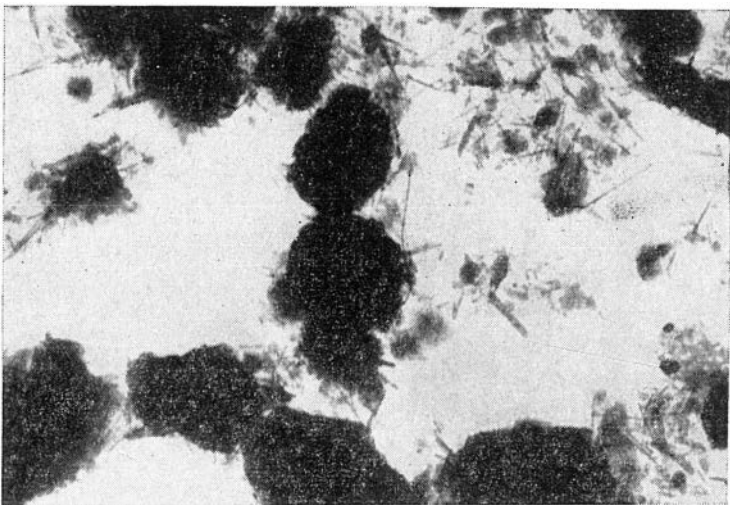


Рис. 3. Электронная микрофотография палыгорскита и монтмориллонита из карбонатного аргиллита топорокской свиты Иркутского амфитеатра. Обр. 2029, увел. 10 000. Фракция менее 0,001 мм

указывает на аридность климата. Едва ли можно ожидать интенсивного развития процессов химического выветривания в это время в областях питания. Повышенное содержание кремнезема в этих отложениях связано, по-видимому, не столько с глубиной химического выветривания, сколько со щелочным характером последнего.

ЛИТЕРАТУРА

- Жарков М. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. Автореферат канд. дисс., 1958.
- Занин Ю. Н. К сравнительной характеристике глинистых минералов из верхнекембрийских, ордовикских и девонских отложений Иркутского амфитеатра.— Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва, вып. 4, 1962.
- Зхус И. Д. Пальгорскит из стешевского горизонта Подмосковного бассейна.— Докл. АН СССР, 107, № 5, 1956.
- Куковский Е. Г. Пальгорскитовые глины на Украине.— Сов. геология, № 7, 1960.
- Ратеев М. А. Минералогия и генезис пальгорскитов и сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы.— Литология и полезные ископаемые, № 1, 1963.
- Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы аридной зоны палеогена Ферганы.— Докл. АН СССР, 123, № 1, 1958.
- Сачук А. Н., Акульчева З. А. 1. Девонские отложения Рыбинской впадины.— В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». Гостоптехиздат, 1960.
- Сачук А. Н., Акульчева З. А. 2. Девонские отложения юго-западной части Присаянской впадины.— В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». Гостоптехиздат, 1960.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Трофимов И. И. Пальгорскитовые породы среднего карбона Подмосковной котловины.— Докл. Моск. с.-х. акад. им. К. А. Тимирязева, вып. 84, 1963.
- Шабеева Е. А. О пальгорските из палеогеновых отложений юго-востока Туркмении.— Докл. АН СССР, 143, № 4, 1962.
- Wardley N. F. The structural scheme of attapulgite.— Amer. Min., 25, N 6, 1940.
- Grim R. E. Applied Clay Mineralogy, N 4 and oth., 1962.

И. В. Николаева

ХЛОРИТЫ В ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАКЧАРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Бакчарское месторождение оолитовых железных руд расположено в пределах Бакчарского района Томской области и является юго-восточной частью огромного Западно-Сибирского железорудного бассейна. Железоносными на месторождении являются отложения палеогенового-верхнемелового возраста. Железные руды локализуются в трех горизонтах: нарымском, колпашевском и тымско-бакчарском¹ (снизу вверх). Горизонты хорошо выдерживаются по площади и разделены терригенно-глинистыми отложениями. Нижний, называемый нарымским, горизонт лежит на континентальных песчано-глинистых отложениях ипатовской свиты (коньяк — сантон по унифицированной стратиграфической схеме Сибири) и перекрывается отложениями славгородской свиты (сантон — кампан). Колпашевский горизонт лежит в нижней части ганькинской свиты (маастрихт). Тымско-бакчарский горизонт залегает на глауконито-глинистых отложениях ганькинской свиты и перекрывается отложениями люлинворской свиты (палеоген).

Хлориты в железоносных отложениях Западно-Сибирского бассейна отмечаются всеми исследователями (Нагорский, Зайченко, 1957; Бабин, Герасимова, Кассир, 1957; Нагорский, 1958 и др.), изучавшими состав руд и железоносных пород, однако указывались только цвет, показатели преломления и отчасти морфологические особенности выделений хлорита. В работе Ю. П. Казанского (1963) впервые даются сведения о минералогическом изучении хлоритов из центральных районов Западно-Сибирской низменности, причем основное внимание уделяется результатам рентгеновского и термического анализов хлоритов, и меньше — химического. Рентгеновский и термический методы позволили Ю. П. Казанскому разделить хлориты на два типа: 1) с совершенной (с базальным отражением 14 Å) и 2) с несовершенной (7 Å) кристаллическими структурами. Вторые рассматриваются как «первичные», которые преобразуются в стадию диагенеза в хлориты с совершенной структурой.

В нашей работе (Казанский, Николаева, 1964) дана характеристика морфологии хлоритов, условий их образования, а также намечены типы хлоритов по их оптическим свойствам. Как показывают ниже помещенные данные, выделение типов хлоритов по этим признакам неточно, так как показатели преломления железистых хлоритов изменяются не только в зависимости от химического состава, но и от степени их окисленности.

¹ Большинство исследователей различают тымский и бакчарский горизонты.—
Ред.

Таким образом, хлориты являются одними из наиболее распространенных, но до последнего времени совершенно недостаточно изученных минералов и в железозносных отложениях Бакчарского месторождения. Они играют важную роль в процессе рудообразования. Основная часть их сосредоточена в пелитоморфных хлоритовых породах. Сравнительно редко отмечаются тонкие прослои оолитовых и псевдооолитовых пород, сложенных хлоритом. В рудах они играют подчиненную роль, уступая гидроокислам железа: слагают цемент, иногда в небольшом количестве стмечаются в составе оолитов, псевдооолитов и обломков местных пород. В большинстве случаев в хлоритовых породах присутствуют другие глинистые минералы; чистые хлориты — большая редкость на разведанной части месторождения.

В статье помещаются сведения о формах выделения хлоритов, их оптических свойствах, результатах рентгеновского, химического и термического исследования хлоритов и условиях их образования.

Рентгеновские исследования проведены младшим научным сотрудником лаборатории рентгеноструктурного анализа ИГиГ СО АН СССР Т. Н. Григорьевой, термические исследования хлоритов выполнены сотрудниками лаборатории СНИИГГИМСа и лаборатории силикатов ХМИ СО АН СССР, химические анализы производились в лабораториях ИГиГ СО АН СССР и Томской комплексной геологоразведочной экспедиции НТГУ.

Формы выделения хлоритов специфичны и отличаются от других минералов. Среди них различаются:

1. Хлорит в обломках хлоритовых пород или цемента руд. Они содержат алевритовые или песчаные зерна кварца, глауконита, рудные солиды и псевдооолиты и образовались за счет местного перемыва руд и пород железозносной толщи. Нередко такие обломки значительно окислены и окрашены гидроокислами железа. Показатели преломления хлоритов изменяются в значительных пределах. Обломки хлоритовых пород слагают тонкие прослои в нижней части рудных горизонтов, а также встречаются во всех типах руд и пород. Обломки отмечаются в центрах большей части оолитов.

2. Хлорит в оолитах желтовато-зеленого или соломенно-желтого цвета. Он слагает концентры оолитов совместно с гидроокислами железа, реже сидеритом. Встречаются единичные оолиты, сложенные одним хлоритом, обычно светло-зеленого или светло-желтого цвета с серой или аномальной синева-серой интерференционной окраской. Для хлоритов из различных оолитов характерны очень широкие колебания показателей преломления: от 1,600 до 1,770, причем наиболее характерны показатели 1,700—1,750. Редко отмечаются изотропные оолиты.

3. Хлорит слагает псевдооолиты целиком. Он микрочешуйчатый, желтовато-зеленый, с показателями преломления 1,62—1,66 и двупреломлением 0,006—0,012. Отмечаются окисленные псевдооолиты с гидроокислами железа, равномерно пигментирующими их или располагающимися полосками по краям их. Встречаются псевдооолиты в рудах колпашевского, изредка тымско-бакчарского и нарымского горизонтов.

4. Хлорит слагает бобовидные сгустки, по форме и размерам похожие на оолиты, округлые, овальные, эллипсоидальные, но никогда не имеющие внутренней концентрической структуры и изотропные. Хлорит в них желтовато-зеленый и зеленый с показателями преломления 1,620—1,640.

5. Хлорит микрочешуйчатый в цементе руд и хлоритовых породах характеризуется большим разнообразием химического состава и является наиболее распространенной разновидностью. Чаще всего имеет

скрытокристаллическое строение, слабо раскристаллизован, иногда изотропный. Хлориты слагают поровый, сгустковый и базальный цемент руд, а также основную массу пелитоморфных глинисто-хлоритовых пород. В массе его отмечаются отдельные крупные гексагональные пластинки хлорита с повышенным двупреломлением. Показатели преломления в основном изменяются от 1,590 до 1,660; двупреломление от 0,000 до 0,012.

В псевдооолитовых и оолитовых рудах отмечаются пленочные выделения хлорита по стенкам пор. Хлорит в них пластинчатый или волокнистый. Встречаются хлоритовые сферолиты с буровато-зеленым хлоритом, с лепидокрокитом (?) в центрах сферолитов, развивающиеся при незначительном окислении хлорита в основной массе цемента в процессе диагенеза. Пластинчатые и волокнистые хлориты являются наиболее поздними, развиваются по периферии сгустков микрочешуйчатого хлорита.

6. Очень редко хлорит в виде тонких жилок пересекает цемент, оолиты и обломки в хлоритовых породах. В жилке хлорит имеет пластинчатое строение. По внешнему виду и показателю преломления он близок хлориту из цемента. По времени образования такой хлорит является диагенетическим и отлагался, вероятно, по трещинам, возникавшим в период диагенеза.

7. Хлорит замещает оолиты и псевдооолиты, чаще всего по радиальным трещинам, а также зерна кварца, полевого шпата, биотита и других минералов.

Из выше приведенных данных видно, что оптические свойства хлоритов довольно различны. Показатели преломления минералов изменяются в широких пределах: от 1,590 до 1,770, причем главным образом за счет различной окисленности их, что весьма характерно для железистых хлоритов (Формозова, 1959 и др.). Поэтому показатель преломления без других данных не может служить надежным критерием для выделения типа хлорита.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕНТГЕНОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ХЛОРИТОВ

Рентгенограммы исследованных образцов хлоритов почти все показывают примесь глинистых минералов — гидрослюда, реже — каолинита, сохраняя основные рефлексы, характерные для хлоритов, описанных в литературе. Для выявления примеси каолинита в хлоритах производилась обработка порошков слабой соляной или двадцатипроцентной серной кислотой, в процессе которой железистый хлорит разрушается, а каолинит сохраняет свою структуру и проявляется на рентгенограммах (Бриндли, 1955; Михеев, 1957). Применялась также термическая обработка образцов при температуре 270—400°С, после которой низших порядков рефлексы железистого хлорита четче проявляются на рентгенограмме, а каолинита — слабее (Бриндли, 1955; Михеев, 1957). Контролировался состав богатых хлоритом образцов пород путем просмотра под электронным микроскопом и оптическими методами.

Все рентгенограммы хлоритов (табл. 1) характерны для группы железистых (Михеев, 1953, 1957 и др.): на рентгенограммах отмечаются очень слабые рефлексы первого порядка (иногда они совсем не отмечаются) и отсутствуют рефлексы третьего порядка, которые у железистых хлоритов вообще ослаблены. Кроме того, все рентгенограммы имеют характерное для железистых хлоритов отражение 060, близкое 1,560. По рентгенограммам выделяются хлориты с совершенной и несовершенной структурами (см. табл. 1), т. е. с базальными отраже-

Таблица 1

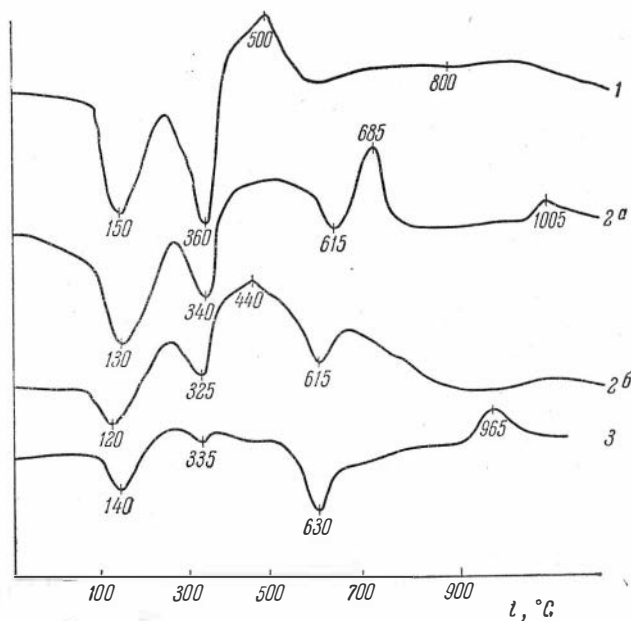
Результаты рентгеноструктурного анализа хлоритов

Обр. 900, скв. 31, оолиты		Обр. 27, скв. 29, цемент		Обр. 184, скв. 41, цемент, тымско-бакчарский горизонт		Обр. 44, скв. 22, цемент, колпашевский горизонт		Обр. 410, скв. 36, цемент, тымско-бакчарский горизонт	
нарымский горизонт									
<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
		1р	14,37	1р	14,30	1ш	13,83	1р	14,38
1р	10,44	2р	10,04	1р	10,59	1р	10,14	0,5	10,34
1	7,22	1	7,21	2	7,29	3	7,22	1	7,231
				0,5	4,902			0,5	4,966
2	4,496	1	4,477	10	4,508	10	4,516	5	4,532
5	4,173	10	4,157	9	4,164	9	4,157	5	4,264
				3	3,557	3	3,552	0,5	3,547
10	3,34	3	3,34	3	3,328	3	3,340	10	3,370
0,5	3,218							1	3,248
2	2,798			1	2,814			1	2,712
1	2,687	8	2,692			1	2,680		
1	2,585	7	2,585	7	2,568	8	2,585	3	2,585
3	2,446	10	2,446	5	2,418	8	2,441	4	2,449
1дв	2,284							1	2,284
	2,234	5	2,256	1	2,220	1	2,252	1	2,233
1	2,177	5	2,186	1	2,152	0,5	2,136	1	2,177
		1	2,085	1	2,091			1	2,155
1	1,969	1	1,920	0,5	1,966	1	1,989	1р	1,982
3	1,815	2	1,801	0,5	1,806	1	1,812	3	1,812
3	1,713	9	1,720	0,5	1,700	3	1,713	1	1,715
1	1,661	1	1,610					0,5	1,663
1	1,560	3	1,560	1р	1,556	3	1,556	1	1,560
1	1,541							2	1,537
1	1,511	4	1,505	3р	1,486	4	1,500	1	1,500
1	1,454	2	1,453					1	1,448
2	1,380							3	1,371
1	1,316								
								0,5	1,285
								1	1,253
								2	1,196
								2	1,179
								0,5	1,150
								2	1,079

ниями в 14 kX и в 7 kX соответственно (Бриндли, 1955). Значительно преобладают первые. Хлориты с несовершенной структурой характерны для оолитов и цемента руд из нарымского горизонта, реже они отмечаются в хлорито-глинистых отложениях славгородской свиты и в рудах колпашевского горизонта. Возможно, что появление хлоритов с несовершенной структурой, как и отсутствие отражений третьего порядка, обязано процессам их окисления, следы которого наблюдаются в рудах, как в оолитах, так и в их цементе в виде пигментирующих гидроокислов железа в хлоритах, а также в увеличении показателя преломления последних. В целом рентгенограммы различных хлоритов очень сходны между собой и поэтому не могут служить критерием для выделения видов хлоритов, как и их оптические свойства.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ХЛОРИТОВ

Термические исследования хлоритов показывают, что все хлориты имеют кривые нагревания, характерные для железистых разностей (Иванова, 1949; Сердюченко, 1953): для них характерны эндотермические эффекты при 150—200 и 550—615°С. Однако интенсивность эффектов, а также характер кривой несколько различаются для разных хлоритов, и по ним можно наметить три типа термограмм. В первом типу (см. рисунок, 1) относятся кривые нагревания с очень



Термограммы хлоритов

- 1 — хлорит из цемента оолитовой руды, скв. 29, обр. 27, нарымский горизонт;
 2 — хлорит из цемента псевдооолитовой руды колпашевского горизонта: а) скв. 41, обр. 194; б) скв. 41, обр. 199; 3 — хлорит из цемента оолитовой руды, скв. 41, обр. 184, тымско-бакчарский горизонт

сильным эндотермическим эффектом при 150°С и заметным экзотермическим — при 500°С. Второй эндотермический эффект, характерный для осадочных железистых хлоритов при 500—600°С едва намечается. Первая реакция, по Д. П. Сердюченко, связана с «гетитовой группой» в хлоритах, вторая — с окислением основной массы двухвалентного железа (Иванова, 1949). Очевидно, температура выделения основной части конституционной воды, отмечаемая у хлоритов от 400 до 700°С, совпадает с температурой окисления двухвалентного железа, благодаря чему второй эндотермический эффект на кривых нагревания почти не отмечается. Возможно, что эта особенность обусловлена химическим составом хлоритов: в структурной формуле их в октаэдрах почти отсутствует алюминий и увеличивается содержание трехвалентного железа. Такие кривые нагревания получены для образцов хлоритов из группы шамозита и тюрингита, т. е. наиболее железистых разностей. В. П. Иванова (1949) отмечает, что на термограммах тюрингита выделение конституционной воды происходит при более низкой температуре (обычно около 500°С), чем у других железистых хлоритов.

Для второго типа кривых нагревания (см. рисунок, 2а, 2б) характерны два эндотермических эффекта: при 130—150 и 600—615°С. Характерны также два экзотермических эффекта: при 400 и 650—685°С, соответствующие окислению двухвалентного железа. Как видно, процесс окисления железа при нагревании делится на две стадии, прерываясь выделением конституционной воды. Кривые нагревания характерны в основном для железистых хлоритов из колпашевского горизонта, относящихся по химической классификации Д. П. Сердюченко (1953) к группам делессита и стриговита.

Для третьего типа кривых нагревания хлоритов (см. рисунок, 3) характерны два эндотермических эффекта: при 130—150 и 600—630°С, а экзотермический эффект окисления двухвалентного железа выражен очень слабо и растянут в интервале 300—500°. Кривые характерны для наиболее кремнистых разностей хлоритов из бакчарского горизонта, относящихся по классификации Д. П. Сердюченко (1953) к ряду серпентин—хлорит. Сходные кривые для хлоритов близкого химического состава получил Ю. П. Казанский (1963), изучавший хлориты из железоносных отложений центральных районов Западно-Сибирского бассейна. Таким образом, термические исследования помогают в сравнительном изучении железистых хлоритов различного состава, однако они не могут служить критерием для выделения типа хлорита, что подтверждает выводы Д. П. Сердюченко (1953), Л. Н. Формозовой (1959), В. П. Ивановой (1949) и других исследователей, изучавших хлориты, в том числе и осадочные сильножелезистые их разновидности. Иногда отмечается дополнительный экзотермический эффект (на всех типах кривых) при 950°С, обусловленный примесью каолинита, что показывают рентгеновские исследования в комплексе с термической и кислотной обработкой образцов.

Все термические кривые хлоритов Бакчарского месторождения имеют ряд характерных особенностей, отличающих их от железистых хлоритов других месторождений. Так, эндотермический эффект при 550—600°С выражен на кривых довольно слабо, что, вероятно, объясняется небольшим содержанием в хлоритах Al_2O_3 (в большинстве случаев не более 10%). Сравнительно слабо выражен экзотермический эффект при 680—685°С, так как основная часть двухвалентного железа окисляется при температуре около 400°С, а иногда и последний выражен слабо, вероятно, из-за низкого общего содержания двухвалентного железа в составе хлоритов. Последний тип кривых нагревания близок к таковым для хлоритов из месторождений железных оолитовых руд Кок-Булак (Формозова, 1959) и Шиелинского (Яницкий, 1960).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ХЛОРИТОВ

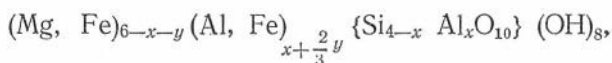
В последнее время наиболее полной и удобной классификацией, позволяющей выделять типы хлоритов, является химическая (Сердюченко, 1953; Foster, 1962 и др.). Мы придерживаемся наиболее широко используемой исследователями классификации Д. П. Сердюченко (1953) для удобства сравнения наших хлоритов с таковыми других хорошо изученных месторождений оолитовых железных руд.

Пересчет данных химических анализов производился после исключения механической примеси кварца, гидроокислов железа, каолинита или гидрослюда, присутствие которых и их количество контролировались рентгеновским, термическим, химическим и оптическим методами. Общее количество примесей изменялось от 5 до 25%, причем чистые хлориты составляют четвертую часть от всех изученных. Колебания

в составе хлоритов, после исключения примесей, характеризуются такими пределами (в %): SiO_2 35,84—20,40; Al_2O_3 14,20—3,06; Fe_2O_3 48,94—23,90; FeO 18,09—1,55; MgO 3,0—0,93; H_2O 6,00—2,20; п. п. п. 12,60—8,74.

Как видно, колебания в составе хлоритов значительные, однако общим для всех них является высокое содержание железа, малое — глинозема и совсем ничтожное содержание магния.

После пересчета химанализов на структурную формулу (табл. 2) 6 хлоритов из изученных отнесены к группе делессита (по классификации Д. П. Сердюченко, 1953), 3 — к группе шамозита и лишь единичные образцы попадают в другие группы. В тетраэдрах присутствуют кремнезем и алюминий, и лишь в единичных хлоритах из нарымского горизонта отмечается небольшое количество трехвалентного железа. В октаэдрах некоторых хлоритов (из группы шамозита) алюминий присутствует в ничтожном количестве. Общее количество катионов алюминия и железа в октаэдрах почти всех хлоритов выше 3, число катионов двухвалентного железа изменяется в больших пределах: от 1,84 до 0,13, но в основном остается низким. Число октаэдрических катионов почти всегда ниже 4,9, что обусловлено высоким содержанием в них трехвалентных катионов, главным образом трехвалентного железа. Такие значения Д. П. Сердюченко считает редкими и заслуживающими внимания. Однако в литературе по осадочным оолитовым железным рудам последнего времени (Формозова, 1959; Яницкий, 1960 и др.) подобные хлориты широко отмечаются. Для выяснения возможных причин такого состава хлоритов сравним полученные данные пересчета химического состава на структурную формулу с теоретической структурной формулой. В. И. Михеев (1957) дает такую формулу:



где x изменяется от 0,75 для магнезиальных хлоритов до 2 у некоторых железистых хлоритов, а y колеблется от 0,25 до 0,75. По этой формуле число катионов трехвалентных металлов может достигать максимум 2,5. Это число меньше полученных значений суммы трехвалентных катионов для наших хлоритов. Поэтому вполне вероятно, что избыток трехвалентного железа связан с окисленным состоянием хлоритов, на что косвенно указывает присутствие тонкодисперсного гидрогетита в хлоритах, не различаемого под микроскопом, но фиксирующегося на рентгенограммах, а также отмеченные выше особенности рентгенограмм.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ХЛОРИТОВ И ИХ РОЛЬ В ОБРАЗОВАНИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Изученные хлориты характеризуются присутствием механической примеси глинистых минералов. Очевидно, значительная часть осадков отлагалась в гидродинамически довольно спокойной среде, позволявшей осаждаться глинистым частицам. Постоянное присутствие гидрослюды в гетито-гидрогетитовых оолитах и псевдооолитах позволяет предполагать близкие фациальные условия образования оолитов или псевдооолитов и цемента руд тем более, что центрами большинства оолитов служат обломки окисленных тонкозернистых глинисто-хлоритовых пород. На этот факт указывает также близкий химический состав хлоритов из оолитов и цемента в оолитовых хлоритовых породах.

Большинство исследователей считают (Страхов, 1953; Формозова, 1959 и др.), что образование хлоритов происходило преимущественно

Химический состав хлоритов и пересчет их

Компо- ненты	Обр. 172, скв. 37, цемент		Обр. 184, скв. 41, цемент		Обр. 900, скв. 31				Обр. 170, скв. 37, цемент		Обр. 199, скв. 41, цемент	
					оолиты		цемент					
	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета
SiO ₂	35,22	31,52	40,79	35,84	36,61	31,01	28,62	30,27	32,40	30,13	34,88	30,06
TiO ₂	0,63	—	0,54	—	0,31	—	0,63	—	0,63	—	0,48	—
Al ₂ O ₃	14,73	6,59	18,16	7,17	6,64	3,06	10,70	10,82	13,40	9,41	10,37	8,12
Fe ₂ O ₃	25,41	31,82	20,76	35,79	31,58	41,60	40,11	37,72	37,10	43,17	34,13	44,04
FeO	6,24	9,73	2,51	4,33	6,43	10,14	4,11	4,76	1,15	1,55	1,26	1,90
MgO	1,84	2,40	2,23	2,59	2,03	2,43	1,12	0,93	1,60	1,88	1,71	1,83
MnO	—	—	0,04	0,05	0,08	—	—	—	—	—	0,08	0,12
CaO	0,60	—	1,25	—	—	—	0,70	—	0,60	—	2,75	—
Na ₂ O	0,20	—	0,20	—	0,11	—	—	—	0,20	—	0,27	—
K ₂ O	1,63	—	1,69	—	1,89	—	0,28	—	1,33	—	1,93	—
P ₂ O ₅	—	—	0,14	—	0,38	—	—	—	—	—	0,14	—
V ₂ O ₅	—	—	0,13	—	0,22	—	—	—	—	—	0,18	—
H ₂ O ⁻	3,50	5,46	2,66	2,86	4,88	3,88	3,36	2,90	2,76	3,71	1,98	2,99
П. п. п.	10,90	12,47	9,62	11,41	9,12	8,71	11,26	12,40	9,30	10,09	10,70	10,89
Сумма	100,90	100	100,64	100	100,30	100	100,89	100	100,47	100	100,59	100

Количественная роль катионов и анионов

Тетраэдр

Si	3,61	3,79	3,44	3,28	3,24	3,27
Al	0,39	0,21	0,40	0,72	0,76	0,73
Fe ³⁺			0,12			

Октаэдр

Al	0,50	0,69		0,74	0,43	0,30
Fe ³⁺	2,74	2,85	3,38	3,11	3,52	3,61
Fe ²⁺	0,93	0,38	0,94	0,43	0,13	0,17
Mg ²⁺	0,41	0,41	0,40	0,14	0,30	0,30

Некоторые константы для

R ₂ O ₃ /SiO ₂	0,50	0,49	0,53	0,69	0,72	0,71
RO/SiO ₂	0,37	0,21	0,39	0,17	0,13	0,14
Fe ₂ O ₃ /FeO	1,47	3,73	1,86	3,60	12,95	10,61
FeO/MgO	2,28	0,92	2,35	3,00	0,44	0,58
a	0,75	0,76	0,96	0,68	0,74	0,77
f	0,70	0,48	0,70	0,75	0,31	0,36
N	1,619	1,596	1,700— 1,745	—	1,616	—
	Серпентин-хлориты		Делессит	Делессит	Делессит	Делессит

в стадию диагенетического преобразования осадка. Они могли формироваться из истинных и коллоидных растворов кремния, алюминия и железа, что признается многими исследователями железных руд (Формозова, 1959; Казанский, 1963 и др.). Физико-химические условия максимального осаждения хлоритов по данным физико-химических расчетов характеризуются значениями pH от 7 до 7,8 при отрицательных значениях Eh (Крамбейн и Гаррелс, 1960; Гаррелс, 1962 и др.). Замеры pH и Eh в порошках хлоритовых пород оказались близкими

Таблица 2

для составления структурной формулы

Обр. 242, скв. 34, цемент		Обр. 606, скв. 41, цемент		Обр. 28, скв. 29, цемент		Обр. 198, скв. 41, цемент		Обр. 270, скв. 39, цемент		Обр. 27, скв. 29, цемент		Обр. 166, скв. 37, цемент	
хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета	хим. ана- лиз	после пе- ресчета
31,41	29,38	35,78	32,5	29,60	26,74	20,68	24,32	28,08	22,75	21,18	25,25	24,60	20,40
1,05	—	0,34	—	0,40	—	0,40	—	0,63	—	0,65	—	0,43	—
12,23	8,22	13,85	14,2	8,77	8,80	7,73	9,09	13,10	6,31	8,05	9,53	8,95	8,94
26,44	34,67	21,03	23,9	40,21	43,50	46,18	44,31	25,87	35,49	50,44	45,21	45,04	48,94
7,46	11,08	10,52	12,0	1,64	1,98	4,24	4,98	13,15	18,04	1,26	1,70	2,96	3,55
1,66	1,78	2,57	3,0	1,52	1,26	1,44	1,69	1,66	1,78	1,44	1,62	1,30	1,48
—	—	—	—	—	—	0,29	0,34	—	—	0,06	—	—	—
0,60	—	1,10	—	2,20	—	0,20	—	0,60	—	0,40	—	0,80	—
0,40	—	—	—	0,27	—	—	—	0,20	—	0,27	—	0,13	—
1,08	—	0,30	—	0,80	—	—	—	1,20	—	0,42	—	0,90	—
—	—	—	—	—	—	1,98	—	—	—	0,13	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,28	—	—	—	0,37	—	—	—
3,50	2,20	3,02	3,4	3,5	4,23	3,84	4,52	2,31	3,21	3,76	5,08	5,0	6,0
11,00	12,63	9,98	11,0	11,5	11,19	10,60	10,70	12,04	12,40	11,56	11,57	9,98	10,17
96,82	100	93,49	100	100,41	100	98,03	100	98,87	100	99,83	100	100,09	100

в структурной формуле хлоритов

3,31	3,45	3,01	2,79	2,78	2,89	2,43
0,69	0,55	0,99	1,21	0,91	1,11	1,24
				0,31		0,33

0,39	1,22	0,17	0,02		0,17	
2,93	1,91	3,72	3,85	2,95	3,91	4,02
1,04	1,06	0,20	0,48	1,84	0,16	0,35
0,30	0,47	0,25	0,29	0,33	0,27	0,32

выделения видов хлоритов

0,61	0,53	0,80	0,91	0,74	0,90	1,16
0,40	0,44	0,22	0,28	0,78	0,15	0,27
1,41	0,90	9,78	3,98	0,88	11,87	6,20
3,50	2,25	0,77	1,66	0,56	0,60	1,36
0,73	0,52	0,76	0,76	0,78	0,75	0,77
0,70	0,69	0,28	0,60	0,84	0,37	0,52
1,622	1,636	1,609	1,660	1,636	1,640	1,636
Делессит	Делессит	Стриговит	Шамозит	Шамозит	Шамозит	Тюрингит

указанным в литературе значениям. Причем частично эти значения совпадают с величинами Eh и pH, измеренными для гидроокислов железа, что вполне согласуется с физико-химическими расчетами (Гаррелс, 1962). Очевидно, метастабильные гидроокислы железа и железистые силикаты, близкие по составу хлоритам, могли существовать в одной и той же среде с определенными физико-химическими условиями а взаимная коагуляция их частиц и приводила к образованию оолитов. Следовательно, образование оолитов гидрогетито-хлоритового

состава могло происходить только в осадке и притом в верхнем слое, но не во взвешенном состоянии (в отличие от мономинеральных оолитов — карбонатных и др.). Такие процессы диагенетического оолитообразования отмечаются для оолитовых руд Керченского бассейна, Северного Приаралья (Формозова, 1959) и Западно-Сибирского бассейна (Казанский, 1963). При отсутствии гидроокислов железа, очевидно, в более восстановительных условиях формировались пелитоморфные безоолитовые хлориты: цементы руд и хлоритовые породы. Работами Н. М. Страхова (1953; Страхов, Залманзон, 1955) установлено нарастание восстановительных свойств осадка с глубиной его захоронения. Можно предполагать, что образование хлоритов цемента происходило на большей глубине по сравнению с оолитами.

Образование хлоритовых псевдооолитовых пород, как показывает фактический материал, связано с физикс-химическим, в первую очередь, и механическим — во вторую, преобразованием пелитоморфных хлоритовых осадков. В шлифах хлоритовых скрытокристаллических или микрочешуйчатых пород нередко встречается псевдооолитовая структура, причем контуры псевдооолитов намечаются осветленными зонами хлорита или тонкими полыми трещинами. В последнем случае порода имеет брекчиевидную структуру с округлыми псевдообломками. Образование таких структур обусловлено, вероятно, с одной стороны, собирательной перекристаллизацией осадка, а с другой стороны, проникновением окислительных поровых растворов по ослабленным зонам вдоль поверхности псевдооолитов или по трещинам, осветлявших и растворявших хлориты на пути своего следования. Такое преобразование хлоритовых осадков можно назвать окислительным или «регрессивным» диагенезом, связанным скорее всего с некоторым обмелением бассейна, постепенно приводившим к перемыву образовавшихся в осадке псевдооолитов, сопровождавшемуся смещением последних с зернами глауконита, кварца и других обломочных минералов. Постепенный переход чистых пелитоморфных хлоритовых пород в перемытые псевдооолитовые можно наблюдать иногда в одном шлифе.

Длительный перемыв хлоритовых псевдооолитов и оолитов в морских условиях приводил к окислению хлоритов и замещению их гидроокислами железа. Поэтому структуры гетито-гидрогетитовых руд и хлоритовых пород во всех горизонтах сходны между собой: псевдооолитовые — в колпашевском горизонте и оолитовые — в нарымском и тымско-бакчарском горизонтах, а вблизи прослоев гравийных руд отмечаются хлоритовые гравелиты. Эти факты указывают на исключительно важную роль хлоритов как концентраторов гидроокислов железа в процессе образования оолитовых железных руд.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабин А. А., Герасимова Д. Г., Кассир А. М. Предварительные данные по минералогии, химическому составу и обогатимости железных руд Колпашевского района.—Вестник ЗСГУ, № 1, 1957.
- Бриндли Г. В. Рентгеновские методы определения минералов глин. ИЛ, 1955.
- Гаррелс Р. Минеральные равновесия, ИЛ, 1962.
- Иванова В. П. Хлориты.—Труды ИГН, вып. 120, петрогр. серия, № 35, 1949.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Казанский Ю. П., Николаева И. В. Минералы и минеральные компоненты бассейна.—В сб. «Зап.-Сиб. железорудный бассейн». Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Крамбейн В. С. и Гаррелс Р. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и Eh.—В сб. «Термодинамика геохим. процессов». ИЛ, 1960.
- Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.—Записки Всес. мин. об-ва, II серия, ч. 82, вып. 3, 1953.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

- Нагорский М. П. Западно-Сибирский железорудный бассейн.— Сов. геология, № 9, 1958.
- Нагорский М. П., Зайченко Ю. П. Железоносные горизонты верхнемеловых морских отложений Томской области.— Вестник ЗСГУ, № 1, 1957.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды ИГН, вып. 140, минер.-геохим. серия, № 14, 1953.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1953.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и их значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Формозова Л. Н. Оолитовые руды Северного Приаралья. Изд-во АН СССР, 1959.
- Яницкий А. А. Олигоценные оолитовые руды Северного Тургая и их генезис. Изд-во АН СССР, 1960.
- Foster M. D. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.— U. S. Govern. print. off. Washington, 1962.

А. В. Ивановская

ЖЕЛЕЗИСТЫЙ ХЛОРИТ ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ ЛЕНЫ

Среди верхнеюрских отложений северной части Приверхоянского прогиба железосодержащие осадки широко распространены. На левом берегу р. Булкур (левый приток Лены), в 12 км от устья, ниже светло-серых валанжинских песчаников обнажаются довольно рыхлые среднезернистые песчаники, в которых встречены буро-зеленые оолиты и бобовины, сцементированные железистым цементом, а также сидеритовые конкреции, окисленные раковины моллюсков и обломки древесины. Видимая мощность выхода равна 5 м.

Железистые минералы были изучены в шлифах, иммерсионных средах, а также термическим, рентгеноструктурным и химическим анализами. Микроскопические исследования показали, что порода содержит до 85% железистых хлоритов, которые являются также составной частью цемента (рис. 1). Средний диаметр псевдооолитов и ооидов 0,32—0,64 мм. Среди них встречаются зерна различной степени окисления и довольно разнообразной формы.

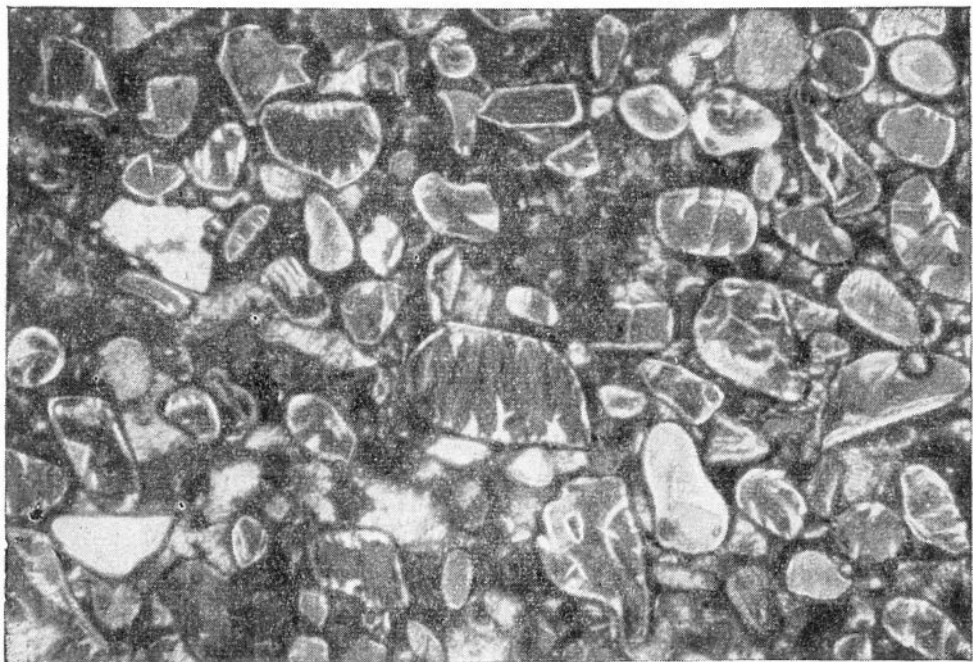
1. Оолиты, бобовины и резко удлиненные окатанные зерна светло-зеленого хлорита, иногда пронизанные системой трещин, без нарушения их целостности. В скрещенных николях обнаруживается волокнистое строение. Вокруг кристаллов часто присутствует оторочка ромбоэдрического сидерита, иногда окисленного. По некоторым зернам сидерит образует звездчатые сростки и сферолиты, лимонитизированные в центре.

2. Наиболее часто распространенный тип — оолиты и бобовины, состоящие из хлорита. В их центральных участках минерал окислен более интенсивно и плехроирует от светло-коричневого до ярко-коричневого. Кристаллы распадаются на пакеты перпендикулярно удлинению зерна. Периферические участки и пространство между пакетами часто выполнены более светлым хлоритом, который менее окислен. Зерна хлорита покрыты «железной рубашкой», состоящей из тонкодисперсного красно-бурого гетит-гидрогетита.

3. Изредка встречаются оолиты, в центре которых расположены корродированные кристаллы кальцита, фосфатизированные хлориты, халцедон или ильменит. В оолитах такого типа насчитывается до пяти концентров, сложенных чередующимися между собой хлоритами различной степени окисления, а наружная оболочка сидеритовая. В строении некоторых концентров принимает участие также тонкодисперсный кальцит.

В составе хлоритовых пород терригенная примесь очень незначительна: 2—3%. Это редкие обломки кварца, полевых шпатов,

a



б

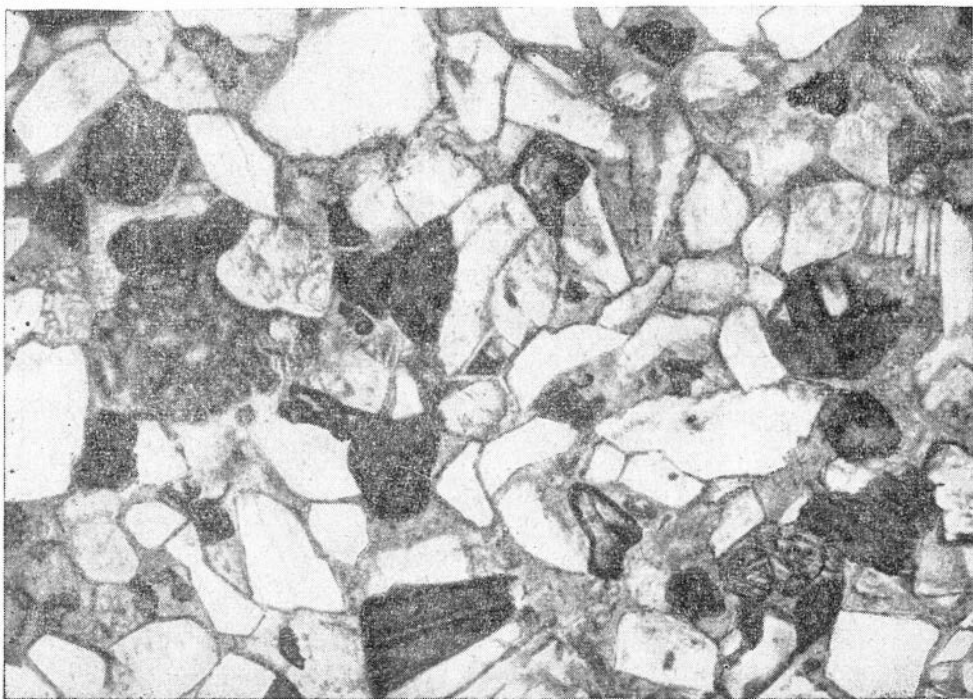


Рис. 1. Железистый хлорит (*a*) р. Булкур, увел. 60, при одном николе. Песчаник с бобовинами хлорита (*б*) р. Менкэрэ, увел. 154, при одном николе

микрофельзитов, халцедона. Все зерна также покрыты сидеритовой оторочкой. Цемент песчаников карбонатный (кальцитовый) и кальцит-хлоритовый. На некоторых участках для хлорита характерны аномальные цвета интерференции: сиреневые и серо-бурые. Иногда кальцит вокруг обломков обнаруживает сферолитовое строение. Часто в цементе отмечаются желто-красные сгустки гидрогетита, которые в ряде

случаев также обнаруживают сферолитовое или розетковидное строение. Вероятно, эти формы образовались за счет окисления хлоритов. Изредка встречаются ромбоэдрические кристаллы гидрогетита, обязанные своим происхождением окислению сидерита. Показатели преломления бобовин и оолитов хлоритов ($1,663 \pm 0,003$) свойственны окисным и закисным железистым хлоритам (Теодорович, 1958).

Термический анализ был проведен для хлоритового концентрата и нерастворимого остатка после обработки теплой 3%-ной соляной кислотой (рис. 2). Во втором случае были установлены лишь гидрослюда и кальцит, хлорит же растворился полностью, что весьма характерно для железистых разновидностей. На термограмме, полученной при нагревании хлорита, видны три сильных эндотермических эффекта: при 120° , свойственный как гидрослюда, так и хлориту с высоким содержанием железа; при 295° , характерный для гидрогетита и тонкодисперсного гетит-гидрогетита; при 530° , связанный с удалением

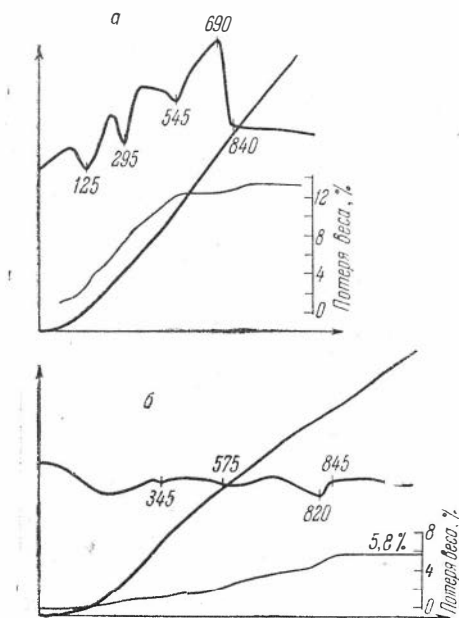


Рис. 2. Кривая нагревания природного образца железистого хлорита (а); тот же образец, но после обработки в теплой 3%-ной соляной кислоте (б). Кривые были сняты на пирометре Курнакова в течение 25 мин, с чувствительностью 3,7 мм на 1° в лаборатории СНИИГГиМС

конституционной воды (10%). Экзотермический максимум при 690° соответствует моменту восстановления основной массы закисного железа после исчезновения основного количества воды при температуре 530° . Незначительная остановка при 945° указывает на присутствие гидрослюда. Полученные данные можно сопоставить с кривыми сильножелезистых и почти лишенных алюминия хлоритов Кок-Булака Северного Приаралья (Формозова, 1959).

Порошковые рентгенограммы, полученные для природного образца, после прокаливания в течение двух часов при 270° и при $450-475^\circ$ по методике К. М. Варшава и других (Warshaw a. oth., 1960) для слоистых силикатов (табл. 1), показывают, что исследуемый минерал является плохо раскристаллизованным железистым хлоритом, на что указывают слабые базальные рефлексы от плоскостей 001 и 003—14,00 кХ и 3,52 кХ и несколько более интенсивные от плоскостей 002 и 004—7,14 и 1,792 кХ. Линии, равные 10 кХ, характеризуют незначительную примесь гидрослюда, а 3,33 и 1,368 кХ указывают на примесь тонкодисперсного кварца. Линия (060) для природного образца—1,533 кХ, по-видимому, является общей как для триоктаэдрических гидрослюд, так и для хлоритов. Она резко усиливается после прокаливания. При нагревании до 270° рефлексы 14,36 и 3,52 кХ становятся более четкими по сравнению с первоначальными, а после $450-475^\circ$

Результаты рентгеноструктурного анализа железистого хлорита

Порядный сбрисец						Прокаленный при 270°					
№	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	0,5	14,00	23			1	1	14,36	23	2	1,451
2	1	9,94	24	1	1,368	2	1	10,14	24	8	1,372
3	1	7,14	25			3	2	7,14	25	1	1,285
4			26	0,5	1,251	4	0,5	4,56	26	1	1,254
5	4	4,23	27	0,5	1,195	5	3	4,26	27	1	1,199
6	0,5	3,52	28	0,5	1,175	6	0,5	3,52	28	1	1,181
7	10	3,33				7	10	3,37			
8						8	0,5	3,15			
9						9	0,5	2,74			
10						10	0,5	2,60			
11						11	0,5	2,52			
12	4	2,44				12	0,5	2,45			
13	1	2,25				13	1	2,27			
14						14	2	2,22			
15	1	2,112				15	2	2,123			
16	1	1,968				16	5	1,966			
17	1	1,815				17	5	1,812			
18	1	1,792				18					
19	0,5	1,712				19	0,5	1,698			
20	0,5	1,652				20	1	1,663			
21	0,5	1,533				21	5	1,537			
22	0,5	1,497				22	0,5	1,509			

Условия съемки: Со-излучение; $D = 57,3$ мм; $d = 0,4$ мм; 37 кВ; 1 мА; исправлено по особому снимку смеси хлорита с KCl.

Съемка и расшифровка производились в рентгеноструктурной лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

хлорит разрушается и линии исчезают. Приведенные данные полностью согласуются с исследованиями Варшава и других (Warshaw a. oth., 1960) для осадочного сильножелезистого плохо раскристаллизованного хлорита.

Таблица 2

Химический анализ концентрата железистого хлорита (в %)

Компоненты	Содержание	Компоненты	Содержание
SiO ₂	19,87	MnO	0,16
Al ₂ O ₃	8,8	K ₂ O	0,42
Fe ₂ O ₃	21,44	Na ₂ O	Сл.
FeO	12,5	S	0,16
TiO ₂	0,57	H ₂ O ⁻	2,11
CaO	12,45	H ₂ O ⁺	18,57
MgO	2,94	Сумма	99,76

Аналитик А. В. Ефремова, ИГиГ СО АН СССР.

Химический анализ образца (табл. 2) позволяет отнести его к группе осадочных окисленных хлоритов, согласно классификации Г. И. Теодоровича (1958). К сожалению, структурную формулу для этого образца рассчитать не удалось потому, что невозможно точно учесть и исключить из расчета количество окисного железа, наблюдаемого в виде сгустков гидрогетита, а также двухвалентного железа, входящего в состав «железистых рубашек» сидеритового типа вокруг зерен. Кроме того, неясным остается содержание воды, соответствующее хлориту, ибо некоторое ее количество является составляющей примеси гидрослюд и гидроокислов железа. Минералы из группы окисных железистых хлоритов, по данным Г. И. Теодоровича (1958), широко распространены в железорудных месторождениях Малки и Халилова. Они представляют собой своеобразные аналоги глауконита, но лишены калия, который образовался в окислительно-восстановительных условиях субаквали. Ю. П. Казанский (1963) приводит данные для окисленного глауконита в железных рудах калпашевской пачки подобного типа. Содержание K_2O всего лишь 1,54%, а Na_2O — 0,08%, рентгенограмма имеет гетитовый характер, и линии глауконита отсутствуют; данные термического анализа показывают, что этот минерал почти утратил признаки глауконита, но приобрел некоторые свойства гидрогетита.

Указанные преобразования характерны для нашего образца, и, видимо, исследуемый железистый хлорит представляет собой дальнейшую, более глубокую стадию преобразования глауконита. Вынос калия и разрушение решетки глауконита идет еще более интенсивно, но несколько неравномерно: часть зерен испытывает не только окисление, но и частичное восстановление, другие же под воздействием процессов диагенеза приобретают оолитовое строение.

Железосодержащие отложения широко распространены среди осадочных толщ мезозоя Приверхоянского краевого прогиба. Так, прослой глауконитовых песчаников широко известны в отложениях келловей, оксфорда и нижнего киммериджа главным образом в Хатангской депрессии (по р. Хете и на крыльях Тигяно-Анабарской антиклинали, по р. Лево́й Боярке, по Анабару и в районе Анабарской губы), по данным В. Н. Сакса, И. С. Грамберга и др. (1959). Эти горизонты связаны с толщами полимиктовых песчаников и глин, которые содержат морскую фауну аммоноидей, белемнитов, пелеципод, а также включения ожелезненной древесины и конкреции фосфоритов, свидетельствующие о небольшой глубине отложения осадка.

Роль железистых хлоритов возрастает вверх по разрезу. Так, на реках Хете, Правой Боярке, Дябака-Тари (приток р. Верхней Таймыры) установлены глыбы, караваи, прослой хлоритизированных известковистых алевролитов и хлоритовых песчаников с остатками раковин аммонитов, белемнитов и пелеципод, определяющие нижний и верхний волжские яруса вмещающих пород (Сакс и др., 1963), а также обломки пиритизированной древесины. Р. С. Родин (1963) на м. Чекуровском (по Лене) описал породы, обогащенные оолитами железистых хлоритов совместно с сидеритом и пиритом. Кроме того, несколько южнее, близ устья р. Менкэрэ, в песчаниках верхнего волжского яруса (Ивановская, 1963) встречены прослой олигомиктово-кварцевых песчаников, содержащие значительное количество (15—20%) хлоритов (см. рис. 1) в виде сильно окисленных бобовин, разбитых трещинами синерезиса и окисленных в центре. Иногда некоторые из хлоритов приобретают бурую окраску и псевдооолитовое строение. В этом случае в центре располагаются зерна магнетита, а наружные оболочки выполнены хлоритом различной степени окисления. Цементом песчаника является изотропное фосфатное вещество. Вокруг почти всех зерен наблюдается крустификационная каемка хлорита.

Совместное присутствие глауконита и хлорита отмечается Д. С. Соколовым и другими (1961 г.) у пос. Станнах-Хочо на побережье Оленекского залива в отложениях под фаунистически охарактеризованными породами верхневолжского и валанжинского ярусов. Эти исследователи описали три прослоя карбонатных пород с железистыми оолитами, как правило, почти несодержащих терригенной примеси. Вокруг зерен хлоритовая оторочка разложена до гидроокислов железа, а некоторые оолиты сложены фосфатом. В верхних горизонтах глауконит и сидерит окислены и превращены в гидроокислы железа. А. С. Запорожцева описала (1954) случай совместного присутствия глауконита и шамозита и формы перехода глауконита в шамозит. Последний минерал является железистым хлоритом, но так как рентгенографического исследования проведено не было, то нельзя сделать вывод, является ли он 7-ангстремным хлоритом каолинитовой структуры, как понимают его Г. В. Бриндли и К. Робинсон (1955), или какой-либо другой разновидностью хлоритов. Возможно, он является закисно-окисным железистым хлоритом, о чем свидетельствует содержание некоторых элементов (Fe_2O_3 — 5,6%; FeO — 13,29%; MgO — 2,61%) в глауконитовой породе с примесью шамозита. А. С. Запорожцева указывает, что процесс преобразования глауконита в железистый хлорит, а затем и в сидерит шел в период диагенеза в более восстановительных условиях по сравнению с первоначальными с последовательным падением окислительно-восстановительного потенциала.

В нашем случае совместная ассоциация хлорита со сгустками гидрогетита и сидеритом, часто в значительной мере окисленным, свидетельствует о том, что в период диагенеза восстановительные условия, ведущие к образованию сидерита, часто сменялись процессами окисления; процесс шел стадийно, одновременно с эволюцией осадка и отражал в первую очередь колебательные движения в прибрежной зоне. Главная масса хлорита возникла скорее всего за счет окисления глауконита, часть его преобразовывалась в условиях мелководья и приобретала оолитовое строение, как отмечалось на р. Булкуре, и псевдооолитовое строение вокруг каких-либо других, отличных по составу центров, что характерно для хлоритов на р. Менкэрэ. Кроме того, какая-то часть хлоритов имеет явно обломочное происхождение и аномальные цвета интерференции, свойственные железистым хлоритам из эффузивов в траппах, описанных З. З. Ронкиной (1957) для Хатангской впадины.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что раннедиагенетические процессы преобразования глауконита в железистые хлориты в парагенезисе с сидеритом и гидроокислами железа в конце позднеюрской эпохи были широко распространены. Окислительные условия существовали в более мелководных участках бассейна (северная часть Приверхоянского краевого прогиба и примыкающие участки Сибирской платформы, возможно, включая и Усть-Енисейскую впадину). При этом положение береговой линии определялось общими регрессивными движениями, начавшимися на границе юры и мела.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В., Робинсон К. Хлоритовые минералы.— В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ, 1955.
- Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита.— Докл. АН СССР, 97, № 5, 1954.
- Ивановская А. В. Следы верхнего волжского яруса в низовьях р. Лены.— Геология и геофизика, № 12, 1963.
- Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 18, 1963.

- Родин Р. С. Закономерности размещения пород с повышенной концентрацией минералов железа в разрезе мезозойских отложений севера Сибирской платформы.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 20, 1963.
- Ронкина З. З. Об образовании лептохлоритовых пород в юрских и меловых отложениях Хатангской впадины.— Инф. бюлл. НИИГА, вып. 4, 1957.
- Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аплонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины.— Труды НИИГА, 99, 1959.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И., Басов В. А., Бондаренко Н. М. Стратиграфия юрской и меловой системы севера СССР. М.—Л., 1963.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.
- Формозова Л. Н. Оолитовые руды Северного Приаралья. Изд-во АН СССР, 1959.
- Warshaw C. M., Rosenberg P. F., Roy R. Changes effected in layer silicates by heating below 550°C.— Clay and clay minerals, 4, N 23, 1960.

А. В. Ивановская

БОР В ГЛИНИСТЫХ ФРАКЦИЯХ И ГИДРОСЛЮДАХ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕНО-ОЛЕНЕКСКОГО РАЙОНА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОСОЛЕННОСТИ

Вопросам определения солености бассейнов прошлого посвящены довольно многочисленные публикации. В решении этой проблемы намечаются два пути: первый развивается главным образом работами советских ученых (И. С. Грамберга, Н. С. Спири, Вовк и др.). Они посвящены восстановлению обстановки осадкообразования позднего палеозоя и мезозоя севера Сибирской платформы на основании изучения адсорбированного комплекса. Второй путь развивается преимущественно за рубежом, где работами В. М. Гольдшмидта, К. Петерса, Г. О. Аррениуса, Ш. Ландергрена, Г. Хардера и других восстанавливается палеосоленость по содержанию бора в глинистых породах по результатам спектрометрических данных.

Одним из методов, дающих довольно достоверные сведения по восстановлению состава вод материнского бассейна, является изучение комплекса, адсорбированного глинистыми породами по методике Н. С. Спири и И. С. Грамберга (1960). Этот комплекс оказался наиболее устойчивым во время процессов диагенеза и эпигенеза. По мнению авторов, он отражает закономерную связь состава вод бассейна, в которых эти породы формировались. Устойчивость, возможно, определялась резким сокращением общей поверхности осадка при его уплотнении, что способствовало быстрой изоляции адсорбированных частиц от «иловых вод». На основании исследования глинистых пород перми и мезозоя авторами было установлено, что отложениям различных фаций свойственны определенные соотношения между адсорбированными элементами, что дает возможность использовать геохимические данные при сравнении различных фаций и корреляции однотипных фаций. Эти положения иллюстрируются примерами на детально изученных разрезах главным образом перми и триаса севера Сибирской платформы.

В одной из первых работ, посвященных геохимии бора, В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) обратили внимание на то, что в глинистых породах наблюдается повышенное содержание бора по сравнению с таковым в изверженных породах, метеоритах, доломитах и известняках. Авторы впервые высказали предположение о том, что глинистые осадки обязаны присутствующему в них бору морской воды. Они считали, что существует несомненное соотношение между содержанием бора в осадке и соленостью бассейна седиментации. Ландергрэн

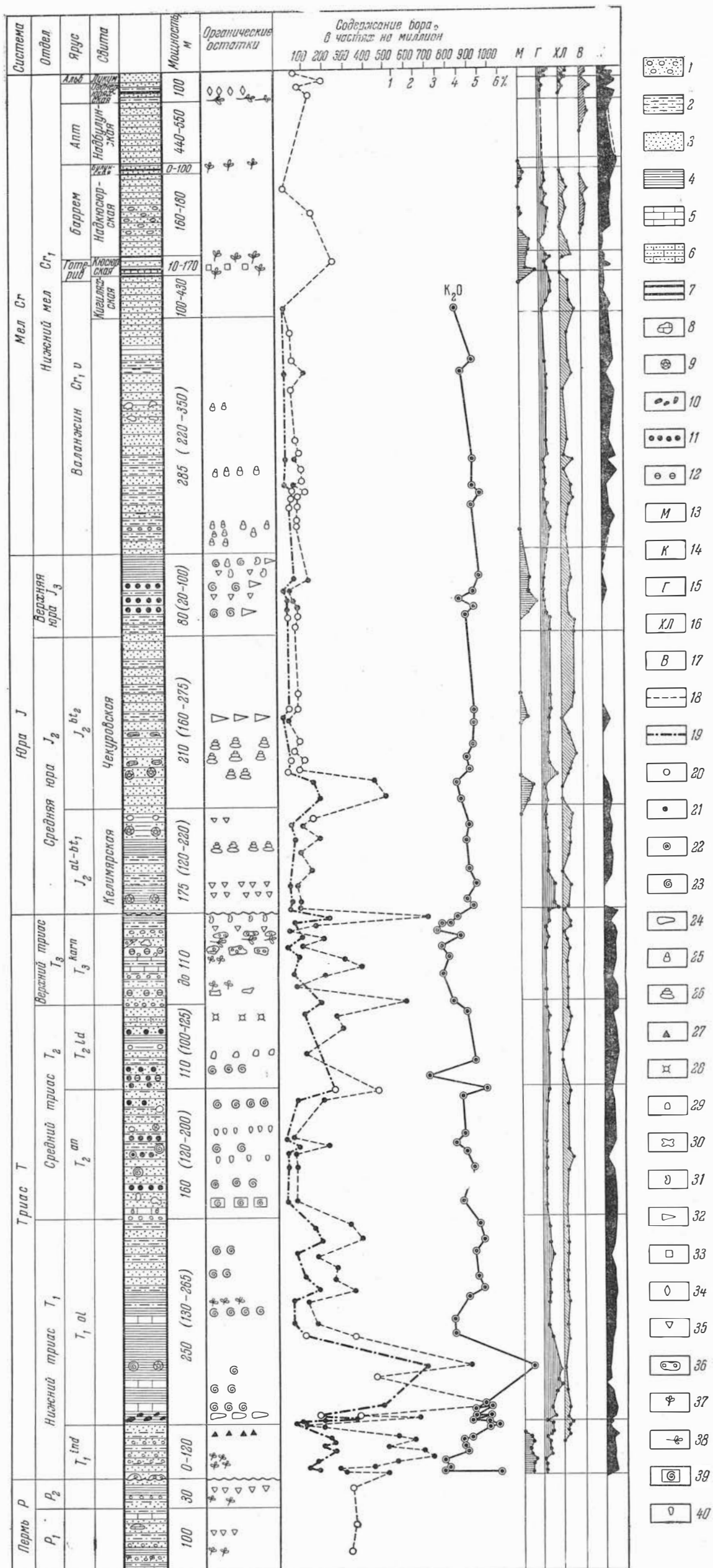


Рис. 1. Распределение бора и калия в глинистых фракциях и иллитах мезозоя Лено-Оленекского района

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известковистые песчаники; 7 — прослои угля; 8 — конкреции и линзовидные прослои известкового песчаника; 9 — конкреции «звезд» кальцита; 10 — фосфатсодержащие конкреции; 11 — железосодержащие прослои; 12 — оолиты железистых хлоритов; 13 — монтмориллонитовая группа; 14 — каолиновая группа; 15 — гидрослюдистая группа; 16 — хлоритовая группа; 17 — вермикулиты; 18 — кривая содержания бора в глинистых фракциях; 19 — кривая содержания бора в иллитах; 20 — содержание бора в образцах Ленского района; 21 — содержание бора в образцах Оленекского района; 22 — содержание калия в глинистой фракции; 23 — остатки аммоноидей; 24 — остатки наутилоидей; 25 — остатки ауцелл; 26 — остатки иноцерамов; 27 — остатки эстрий; 28 — остатки игл морских ежей; 29 — остатки чешуй рыб; 30 — остатки костей рыб; 31 — остатки брахиопод; 32 — остатки белемнитов; 33 — остатки корбулей; 34 — остатки пресноводных моллюсков; 35 — остатки пелципод; 36 — остатки мшанок; 37 — остатки листьев; 38 — остатки древесины; 39 — ракушняковые прослои; 40 — остатки лингул

(Landergrén, 1958) установил, что наиболее обогащены бором глинистые (диаметром менее 0,006 мм) и тонкопелитовые (диаметром от 0,006 до 0,015 мм) частицы.

Повышенное содержание бора во фракции 20-60 мк Игер (Eagar, 1962) и Хардер (Hardeg, 1961) связывают с примесью обломочного, а возможно, и аутигенного турмалина.

На примере Мексиканского залива Фредериксон и Рейнольдс (Fredericson, Reynolds, 1960) установили зависимость между содержанием бора и соленостью придонных вод в пресных и нормально морских условиях. Они показали, что с увеличением солености содержание бора пропорционально увеличивается в иллите, который может быть использован как показатель поведения солености моря во время седиментации. Хлорит и каолинит также извлекают бор из морской воды, но в меньшей степени. Несколько позже Фредериксон (1962), уточняя свои более ранние данные, указывал, что, поскольку бора в иллите содержится больше, чем в других глинистых минералах, то по нему легче всего сделать вывод о характере изменения солености в бассейне. С другой стороны, он считал, что поскольку в каждом глинистом минерале содержится свойственное ему определенное количество бора, постольку эти минералы смогли бы стать своеобразным чувствительным индикатором фаций. Хардер (Hardeg, 1961) на опыте установил, что поглотителем бора являются слюды (мусковит), в меньшей степени каолинит и монтмориллонит.

Вопрос о форме вхождения бора в решетку глинистых минералов не может считаться окончательно решенным. Так, В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938), а вслед за ними Ландергрэн (1945) предполагали, что бор адсорбируется в виде ионов боратов глинами. Гольдберг и Аррениус (Goldberg, Arrhenius, 1958), М. Л. Кейт и Э. И. Дегенс (1961) полагают, что бор замещает кремний по тетраэдрическим плоскостями глинистых минералов, а Хардер (1961) высказал мысль, что бор скорее замещает алюминий в тетраэдрической координации. В. Стубикан и Р. Рой (Stubican, Roy, 1962) доказали на синтетически полученных флогопите, мусковите и сапоните, что бор замещает в тетраэдрических позициях не только алюминий, но и кремний. Кроме того, они высказали весьма важную мысль, что бора содержится в слюдах и иллитах больше, чем в монтмориллонитах, потому, что ионы калия влияют на стабилизацию бора в четверной координации во время образования слюды.

В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938) предположили, что более молодые породы беднее бором, чем древние, так как седиментация глин выводит бор из моря. Это предположение подверг сомнению Ландергрэн (1945), который склонен думать, что содержание бора в океане от кембрия до наших дней оставалось примерно постоянным, но не исключена возможность, что существовала определенная периодичность в количественном отношении, которая отражает изменение в скорости осадконакопления и должна быть синхронна орогеническим процессам. Хардер (1960) приводит данные по содержанию бора в глинистых сланцах различного возраста. Он разделяет мнение Ландергрэна о постоянстве в первом приближении, содержания бора в глинистых осадках. Исходя из возможного относительного постоянства бора в глинах, возникает вопрос, каким образом осуществляется это соотношение? По этому поводу существует три группы мнений.

Одни исследователи (Курман, 1958) склонны считать, что источником бора служат умеренно кислые и средние магмы, а также эффузивные аналоги основных пород, которые легче всего выделяют бор в окружающую среду. Другие (Гольдшмидт и Петерс, 1938; Landergrén, 1945) полагают, что бор накапливается в осадочных породах в морской среде

через адсорбцию, а затем благодаря процессам выветривания выщелачивается и вновь возвращается в океан, осуществляя тем самым круговорот в верхней литосфере. Игер (1962), разделяя точки зрения ученых этой группы, указывает, что на содержание бора, кроме солёности вод, оказывает значительное влияние привнос иллитов (аутигенного и обломочного происхождения), турмалина и поступление боратов за счет кратковременной вулканической деятельности в соседних районах. Наконец, Д. П. Сердюченко (1960), Хардер (1960), Графф (Graff, 1961) уделяли большое внимание тектоно-метаморфическому и магматогенному воздействию на осадочные породы, когда под влиянием этих процессов совершаются явления рассеивания, перекристаллизации, метасоматоза и другие, контролирующие концентрацию бора. По мнению этих авторов, часть бора может попадать в океан, но уже за счет разрушения отложений, содержащих этот элемент.

С целью восстановления палеосолёности бассейнов мезозоя на северо-востоке Сибирской платформы и прилегающих районов Приверхоёнского прогиба было исследовано содержание бора спектрометрическим методом в глинистой фракции менее 0,001 мм. Параллельно в этих же образцах был определен состав глинистых минералов комплексом методов. Минеральный состав тонкой фракции глин и содержание бора в частях на миллион (ч. н. м.) отражены в виде кривых на сводном разрезе (рис. 1).

Исследованиями были охвачены толщи триаса, юры, валанжина в низовьях р. Оленек (горы Богатыр, Туора, Харанчаны, р. Нанга и левый приток Оленека р. Буолкала), по побережью Оленекского залива (м. Тумул, м. Улахан-Крест, пос. Станнах-Хочо), о-в Дюлюнг в среднем течении Оленекской протоки и низовья Лены (р. Булкур, р. Хатыстах и район м. Чекуровского), а также угленосные отложения нижнего мела по левобережью Лены на отрезке Говорова — Кюсюр, на м. Чуча, в районе Джарджана и близ устья р. Мэнкэрэ (рис. 2).

Критерием для отнесения осадков к тому или иному типу по содержанию бора послужили данные, приводимые Игером (1962) и Валкером (Walker, 1963). Они считают, что граница разделения морских от солоновато-водных осадков происходит при содержании бора 109 ч. н. м., солоновато-водных от пресноводных соответствует 62 ч. н. м., для морских, но слегка опресненных характерно 384—520 ч. н. м., для нормально морских 522—642 ч. н. м., для морских, в которых солёность выше нормальной, 653—728 ч. н. м., в слабозасоленных 759—811 ч. н. м. и эвапоритах — 960 ч. н. м. При оценке солёности отложений мезозоя в исследуемом районе большое внимание уделялось фаунистическим остаткам и общему характеру литологических комплексов, дающих дополнительные сведения об условиях осадконакопления.

Немногочисленные данные по перми свидетельствуют о довольно постоянной солёности (300 ч. н. м.) в морских условиях.

Несколько иной характер наблюдается в нижнем триасе. Здесь полимиктовые (граувакковые) толщи индского яруса отличаются резким перепадом содержания бора от 100 почти до 740 ч. н. м. Повышенные значения скорее всего могут быть объяснены влиянием эффузивной деятельности, затухающей к востоку. На повышение содержания бора за счет привноса боратов во время кратковременной вулканической деятельности в соседних районах указывал также Игер (1962). Сравнительно низкие содержания бора соответствуют солоновато-водным осадкам, содержащим раковины эстерий. Для полимиктовых осадков в районе о-ва Дюлюнг — 250—500 ч. н. м., близ пос. Станнах-Хочо содержание бора составляет 100—660 ч. н. м. Оно увеличивается на восток по направлению м. Тумул до 430—740 ч. н. м. При сопоставлении этих данных с материалами И. С. Грамберга и др. (1961) для туфогенных

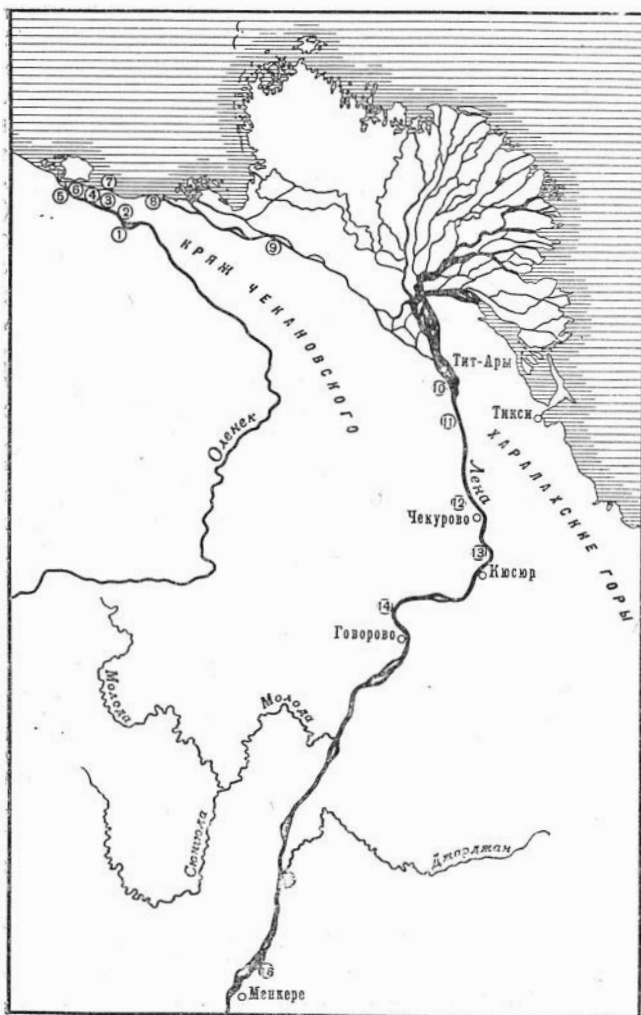


Рис. 2. Обзорная карта района работ

Местонахождения изученных разрезов: 1 — гора Богатыр, 2 — гора Туора, 3 — гора Харанчаны, 4 — рч. Нанга, 5 — р. Буолкалаха, 6 — м. Тумул, 7 — м. Улахан-Крест, 8 — пос. Станнах-Хочо, 9 — о-в Дюлюнг, 10 — р. Булкур, 11 — р. Хатыстах, 12 — пос. Чекуровка, 13 — м. Чуча, 14 — район Говорово — Кюсюр, 15 — р. Джарджан, 16 — р. Менкэрэ

отложений в Оленекском районе (образцы Д. С. Сорокова) и м. Цветкова авторы справедливо считают их специфическими образованиями лагунного характера.

Осадконакопление в оленекский век происходило в условиях нормальной солености (333 ч. н. м. в среднем), но с резким повышением содержания бора в моменты, когда происходила садка хемогенных известняков (до 1000 ч. н. м.). Здесь отмечаются довольно высокие значения бора по сравнению с индскими осадками. Максимальное содержание отмечается на м. Тумул, несколько меньшее — у пос. Станнах-Хочо (110—380 ч. н. м.), у о-ва Дюлюнга (160—900 ч. н. м.), на р. Булкур (350 ч. н. м.) и на м. Чекуровском (340—440 ч. н. м.). Сходные данные получены Н. С. Спири, И. С. Грамбергом (1961) для отложений этого возраста. Они отмечают некоторое опреснение к западу и востоку от Оленекского района.

Довольно сильное снижение солености происходило в первой половине среднего триаса (в анизийский век). Содержание бора составляет всего 60 ч. н. м. для разреза Оленекского района (горы Туора и Харанчаны). В песчаных осадках здесь наблюдаются явные следы обмеления: прослои фосфатизированных конгломератов, отпечатки знаков ряби и раковины лингул. Сходные данные получены для слоев с лингулами (при содержании бора 60—83 ч. н. м.) Лорингом и Личелсом, о чем сообщено в работе Игера (1962). Со второй половины анизийского века и до конца среднего триаса существовал морской режим, о чем свидетельствуют находки раковин аммонитов. Содержание бора равно 100—590 ч. н. м. (пос. Станнах-Хочо и Улахан-Крест). На м. Чекуровском во второй половине анизийского века содержание бора составляло 460 ч. н. м., что соответствует слегка опресненным морским условиям. Данные по этому разрезу, по всей вероятности, могут быть сопоставлены с теми же по средней части отложений среднего триаса Хараулахских гор, приводимые И. С. Грамбергом и др. (1961), где должны были существовать более глубокие части бассейна. Но более мелководные и более пресноводные условия сохранялись в западных районах. Во второй половине анизийского века и на протяжении всего ладинского века на р. Оленек (горы Туора и Харанчаны) образовывались горизонты, обогащенные минералами группы железа: гетит-гидрогетитового и гематит-ильменитового состава. С этими горизонтами связаны находки раковин лингул и наиболее низкие значения содержаний бора (30—74 ч. н. м. на г. Туора). Сходные, а скорее всего еще более мелководные условия существования, по данным А. С. Запорожцевой и Г. И. Кравцовой (1956), на Анабаро-Хатангском междуречье во время формирования так называемой гуремисской свиты, охватывающей по времени средний, а возможно, и верхний триас.

В карнийских отложениях, сохранившихся от размыва, отмечается смена типичных морских осадков с прослоями известняков, фауной брахиопод, мшанок, фораминифер, позвонками и чешуями рыб на явно пресноводные отложения разнородных песчаников с прослоями и линзами конгломератов, окисленными и разрушенными бобовинами и оолитами железистых хлоритов, с отпечатками знаков ряби и листьев и обуглившейся древесиной. Содержание бора здесь колеблется в пределах от 60 до 700 ч. н. м. В Оленекском районе (г. Туора) содержание бора варьирует (80—190 ч. н. м.), но снижается в верхней части р. Нанга. Сильные колебания значений бора отмечаются и восточнее в разрезе на Улахан-Кресте, но здесь осадконакопление происходит в целом в условиях повышенной солености по сравнению с оленекским временем (190—700 ч. н. м.). В районе м. Улахан-Крест повышенные содержания бора приурочены к верхней части (до 700 ч. н. м.), что сближает этот разрез с Нордвиком по данным поглощенного комплекса катионов.

После значительного перерыва отложения среднего и верхнего лейаса, аалена, байоса и частично бата (так называемая келимярская свита) накапливались в сходных литологических условиях. Это в основном аргаллиты с редкими прослоями песчаных алевролитов. Обитателями этих осадков были пелециподы с тонкой раковиной и редкие аммониты. Колебания в содержаниях бора в соответствии со средой происходили в незначительных пределах: от 60 до 170 ч. н. м. Осадкообразование происходило в условиях значительного опреснения в спокойной среде. Значения содержаний бора примерно одинаковы на Булкурской антиклинали (реки Булкур и Хатыстах) — до 130, у Станнах-Хочо 60—140 и на Усть-Оленекской структуре 80—170 ч. н. м.

На протяжении второй половины верхнего бата и, возможно, низов келловея накапливались однообразные мелкозернистые песчаники (так

Содержание бора (ч. н. м.) и калия (в %) в глинистых фракциях (менее 0,001 мм) и гидрослюдах Лено-Оленекского района

Возраст	Пределы изменения содержания бора во фракциях менее 0,001 мм	Среднее содержание бора в глинистых фракциях менее 0,001 мм	Пределы изменения содержания бора в гидрослюдах	Среднее содержание бора в гидрослюдах	Пределы изменения содержания К ₂ О	Среднее содержание К ₂ О	К ₂ О в пересчете на К	Среднее содержание К (по Г. А. Казакову) *	Среднее содержание К (по Н. Г. Спиро) **
С _{Г1} ^h	3—250***	76*** (18 обр.)	10	3 (1 обр.)	2,77	2,8 (1 обр.)	2,3	—	—
С _{Г1} ^v	40—110	71 (15 обр.)	21—47	30 (7 обр.)	3,62—3,07	3,4 (7 обр.)	2,7	5,13 (8 обр.)	7,5 (10 обр.)
J ₃	20—140	66 (6 обр.)	8—64	30 (5 обр.)	3,01—3,91	3,5 (5 обр.)	2,8	5,07 (2 обр.)	—
J ₂ ^{чек}	20—500	157 (9 обр.)	8—178	66 (7 обр.)	3,64—2,83	3,3 (7 обр.)	2,7	—	—
J ₂ ^{ксл} +J ₁ ²⁻³	60—170	107 (7 обр.)	26—93	48 (6 обр.)	3,12—3,73	3,4 (6 обр.)	2,7	—	—
J	20—500	116 (22 обр.)	8—178	50 (18 обр.)	3,68—2,83	3,4 (18 обр.)	2,7	—	4,9 (25 обр.)
T ₃	60—700	234 (9 обр.)	29—227	67 (7 обр.)	3,61—1,81	2,5 (9 обр.)	2,0	—	—
T ₂ ²	30—590	188 (6 обр.)	5—183	68 (5 обр.)	3,73—1,45	2,6 (5 обр.)	2,1	—	—
T ₂ ¹	40—460	154 (7 обр.)	15—234	66 (7 обр.)	4,32—2,83	3,4 (7 обр.)	2,7	—	—
T ₁ ²	110—1000	333 (15 обр.)	43—690	200 (11 обр.)	6,55—2,65	3,7 (13 обр.)	3,0	—	—
T ₁ ¹	100—740	393 (16 обр.)	86—348	182 (11 обр.)	5,00—2,16	3,50 (13 обр.)	2,8	—	—
T	30—1000	292 (54 обр.)	5—690	134 (41 обр.)	5,00—2,16	3,3 (42 обр.)	2,7	—	10,2 (47 обр.)

* Содержание калия в глауконитах (Казаков и Полевая, 1958).

** Содержание калия в составе адсорбированного комплекса катионов (Спиро, Грамберг, 1960).

*** Включены содержания бора в образцах приустных районов рек Менкэре и Джарджан.

называемая чекуровская свита), в которых обитали многочисленные иноцерамы и белемниты. Иноцерамы образовывали ракушняковые прослои, которые прослеживаются на значительном протяжении. Эти горизонты приурочены главным образом к нижней половине свиты. Здесь, соответственно, наблюдаются повышенные содержания бора: 440—500 ч. н. м.— для Буолкалаха, в верхней половине резко снижаются в среднем до 63—100 ч. н. м.— на м. Чекуровском.

Осадконакопление в верхнеюрское время (без расчленения на ярусы) происходило в морских условиях. Здесь накапливались глинистые толщи с раковинами брахиопод, белемнитов, аммоноидей, радиолярий и ауцелл, кроме того, отмечаются прослои, обогащенные бобовинами и оолитами железистых хлоритов, фосфатизированных известняков. Хотя седиментация происходила в морской среде, но, по-видимому, воды были в достаточной мере опреснены во время этой последней и кратковременной трансгрессии, проникавшей далеко на юг в Приверхоинский прогиб. Содержание бора в среднем по отделу 66 ч. н. м., изредка 140 ч. н. м., у пос. Станнах-Хочо 20—140 ч. н. м., на р. Булкур 60—110 ч. н. м., низкие значения характерны для нижней половины верхней юры.

Таким образом, как совершенно ясно из приведенных данных и следует из поведения кривой содержания бора на графике (см. рис. 1), содержание бора в юре снижается по сравнению с триасом вдвое. К тем же выводам приходят Н. С. Спиро и И. С. Грамберг (1960) по содержанию калия и других катионов.

На широте р. Мэнкере в послеверхневолжское время отлагались континентальные песчано-угленосные косослоистые осадки (сангарская серия, ынгырская свита), содержание бора в которых составляет 3—60 ч. н. м. Несколько севернее, на м. Барроу, в алевролитовых прослоях песчано-угленосной пачки с линзами конгломератов, а также близ устья р. Джарджан в песчано-угленосных отложениях (вероятно, также ынгырская свита) с остатками слабоуглефицированной древесины содержания бора низки (64—70 ч. н. м.), что характерно для пресноводных или слегка солоновато-водных условий.

Севернее м. Чуча смена прибрежноморских осадков континентальными произошла гораздо позднее, чем в более южных районах, здесь в валанжине продолжал существовать мелководный морской режим и отлагались мощные толщи мелкозернистых песчаников с редкими пропалками алевролитов. Почти единственными обитателями этих осадков были ауцеллы и редко белемниты. В верхней половине толщи наблюдается косая слоистость, гальки алевролитов и углистые прослои. Содержание бора постепенно снижается вверх по разрезу от 110 до 50 ч. н. м. при переходе в лежащие выше угленосные осадки. Содержание бора для отложений этого возраста в Оленекском районе составляет 110—40 ч. н. м., на Булкуре 95—40 ч. н. м.

Севернее м. Чуча прибрежноморский, уже в достаточной степени опресненный режим, во второй половине валанжина сменяется чередующимися между собой, слабосоленатыми условиями (угленосные осадки) и континентальными, пресноводными фациями (песчаные толщи), отражающие эволюцию перехода бассейна паралического типа в лимнический. Немногочисленные данные по бору в песчано-угленосных толщах ленской серии нижнего мела свидетельствуют о том, что наблюдается повышение содержания этого элемента в кюсюрской угленосной свите (250 ч. н. м.), содержащей фауну солоновато-водных корбулей. В надкюсюрских косослоистых песчаниках с линзами и прослоями алевролитовых и песчаниковых конгломератов — следы перемыва на месте — содержание бора резко снижается — 20 ч. н. м. Некоторое, по-видимому, относительно слабое засоление наблюдается в огонер-юряхской

свите (80—140 ч. н. м.) и затем снова наступает резкое опреснение (65 ч. н. м.), но несколько позже, в альбе (лукумайская свита).

Согласно нашим представлениям, содержание бора на протяжении нижнего мела уменьшается по сравнению с данными для юры в целом (см. табл. 1), но незначительно увеличивается относительно данных, характерных для позднеюрского времени.

Минеральный состав тонкой фракции глин многокомпонентен, что очевидно из графика (см. рис. 1), поэтому вслед за Фредериксоном и Рейнольдсом (1960), Валкером (1963) бор был пересчитан на чистый иллит (основываясь на предположении, что основная масса бора связана главным образом с этим глинистым минералом) по содержанию калия, определенному химическим путем и формуле, которая соответствует предположительно идеальной структуре иллита: вычисленный бор (adjusted) = наблюдаемый бор (observed) $\times 8,5/K_2O$.

Сравнивая содержание бора во всей фракции глин с бором в иллите, иллюстрируемое кривыми (см. рис. 1), с данными, приводимыми в таблице (см. табл. 1), можно видеть, что общие закономерности сохраняются пропорционально содержанию бора в гидрослюдах.

Валкер (1963) приводит данные по содержанию бора в иллитах, пересчитанные согласно приведенной выше формулы, для морских слегка опресненных осадков (133—210), для нормально морских (205—216), для морских с соленостью выше нормальной (307—353), слабозасоленных (505—530) и эвапоритов (530 ч. н. м.). Эти данные в основном согласуются с нашими результатами (см. табл. 1).

Кроме кривой содержания бора в глинистой фракции, был построен график значений K_2O (в вес.%) для тех же образцов. При сравнении этих данных (см. рис. 1 и табл. 1) очевидно, что характер кривых обнаруживает черты несомненного сходства. Содержание калия в нормальных осадочных толщах в общем виде, вероятно, может в совокупности с данным по бору характеризовать режим солёности в бассейне, хотя бор является более чувствительным индикатором солёности. Качественное распределение калия по разрезу сведено в таблицу (см. табл. 1). Г. А. Казаков и Н. И. Полевая (1958), исследуя содержание иона калия в глауконитах, приводят некоторые данные по мезозою и перми (см. табл. 1). Из этих данных видно, что среднее содержание калия в перми выше, чем в верхней юре. Они отмечают также дальнейшее незначительное понижение содержания калия для нижнего мела, но вообще количества калия в глауконитах для перми, верхней юры и нижнего мела очень близки между собой, что согласуется и с нашими данными по калию. По данным Г. А. Казакова (1963), содержание калия уменьшается от палеозоя до наших дней (от 5,71 до 3,57%). Это, по его мнению, объясняется общей необратимостью эволюции химического состава пород.

Таким образом, изучение количественного содержания бора в тонкой фракции глин может быть применено для реконструкции палеосолёности бассейнов прошлого, особенно в случае отложений, на которых не сказывалась эффузивная деятельность.

ЛИТЕРАТУРА

- Гольдшмит В. М., Петерс К. К. Геохимия бора, ст. I, II.— В сб. статей по геохимии редких элементов. ИЛ, 1938.
- Граммберг И. С., Спиро Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского краевого прогиба и сопредельных складчатых сооружений.— Труды НИИГА, 118, 1961.
- Запорожцева А. С., Кравцова Г. И. Гетит-лептохлорит-каолинитовые породы среднего триаса северной части Анабаро-Хатангского междуречья.— В сб. статей по геологии Арктики, 89, вып. 9, 1956.

- К а з а к о в Г. А. Исследования пригодности глауконитов для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. канд. дисс., М., 1963.
- К а з а к о в Г. А., П о л е в а я Н. И. Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам.— *Геохимия*, № 4, 1958.
- К е й т М. Л. и Д е г е н с Э. Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков.— В сб. «Геохимические исследования», ИЛ, 1961.
- К у р м а н И. М. О Тихоокеанском и широтном боратном поясах.— В кн. «Закономерности размещения полевых ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- С е р д ю ч е н к о Д. П. Борные осадочно-метаморфические формации. Вопросы седиментологии.— Докл. сов. геологов к VI между. конгр. по седиментологии, 1960.
- С п и р о Н. С., Г р а м б е р г И. С. Роль геохимических исследований в палеогеографии Арктического бассейна. Региональная палеогеография. Между. Геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, проблема 12, 1960.
- Е a g a r R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of British coal Measures.— *Nature*, November 3, 196, 1962.
- F r e d e r i c s o n A. F. Partition coefficients — new tool for studying geological problems.— *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 46, N 4, 1962.
- F r e d e r i c s o n A. F., R e y n o l d s R. C. Geochemical method for determining paleosalinity in clay and clay minerals: 8th Natl. Conf.— *Clay and clay minerals Proc.*, Pergamon Press, 1960.
- G o l d b e r g E. A., A r r h e n i u s G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 13, N 153, 1958.
- G r a f f D. L. Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks, pt III.— *Min. Element Distribution*, 1961.
- H a r d e r H. Das Bor im Kreislauf der Gesteine. Report of the twenty-first session Norden, p. 1, Geochemical cycles. Copengagen, 1960.
- H a r d e r H. Einbau von Bor in detritische Tonminerale.— *Forscher Mineral*, 39, N 1, 1961.
- L a n d e r g r e n S. The distribution of boron in some swedish sediments, rocks and iron ores. The boron cycle in the upper lithosphere.— *Arkiv för Kemi, Min. Geol.*, 19A, N 26, 1945.
- L a n d e r g r e n S. On the distribution of boron different size classes in marine clay sediments.— *Geol. Forem. stockholm Forhandlingar*, N 492, 80, 1958.
- S t u b i c a n V., R o y R. Boron substitution in synthetic mica and clays.— *Amer. Min.*, 47, N 9-10, 1962.
- W a l k e r C. T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.— *J. Sedim. Petrol.*, 33, N 3, 1963.

Е. П. Акульшина, В. У. Петраков, В. И. Симонова

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА В ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ ПОРОД НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящее время установлено относительное обогащение бором морской воды и морских глинистых осадков по сравнению с общим низким содержанием этого элемента в изверженных породах. В геохимическом цикле бора доминирует поступление его из морской воды и распределение в различные типы осадков, вследствие чего осадочный цикл включает бора намного больше, чем найдено его в изверженных породах (Harder, 1960).

Содержание бора в морской воде различных мест и глубин равно 0,05—0,2% B_2O_3 , что составляет 15—60 г B_2O_3 в 1 м³. Имеются разные мнения о постоянстве содержания бора в морской воде. В. М. Гольдшмидт и К. Петерс в 1932 г. установили, что от кембрийского до настоящего времени содержание бора в океанической воде уменьшалось (Goldschmidt, 1954). Ландергрэн (Landergrén, 1945) на основании своих наблюдений сделал вывод о практически постоянном содержании бора в послекембрийское время. Резкое уменьшение содержания бора в океане, по его мнению, было в основном в докембрии.

Различные типы осадков из морской воды адсорбируют различные количества бора. Пески и песчаники адсорбируют из морской воды наименьшее количество этого элемента. В чередовании морских илов и песков бор распределяется следующим образом: 0,006% B_2O_3 в песках; 0,05% B_2O_3 в илах. В нормально морских аргиллитовых породах от мелководных прибрежных до глубоководных всех геологических возрастов количество бора колеблется от 0,005 до 0,1% B_2O_3 . Битуминозные и небитуминозные сланцы по содержанию бора почти не отличаются. В эвапоритовых осадках содержание B_2O_3 достигает 0,5%. Континентальные глины содержат очень мало бора. В карбонатных породах количество бора очень низкое: в известняках 0,001% B_2O_3 , в доломитах 0,0005% B_2O_3 , за исключением случаев, когда доломиты обогащены боратами. Повышенное содержание бора имеется в морских железных рудах: 0,005—0,05%, иногда достигающее 0,1%; в морских глауконитах, шамозитах содержится приблизительно 0,05% B_2O_3 (Goldschmidt, 1954).

Многочисленными исследованиями (Harder, 1960; Frederickson a. oth., 1960₁₋₂; Eager, 1962; Frederickson, 1962; Walker, 1963) установлено, что большая часть бора, находящаяся в осадках, сосредоточена в глинистой фракции. Носителями его в основном являются иллит и в меньшей степени каолинит, монтмориллонит. Хардер считает, что

пути вхождения бора в иллит могут быть следующие: а) иллиты образуются во время отложения осадков, при этом одновременно происходит вхождение бора в решетку, б) иллиты являются продуктом выветривания на суше и при их отложении в бассейне происходит вторжение бора. Последнее, по его мнению, имеет большее значение в природе.

По данным Стабикена и др. (Stubikan, Roy, 1962) бор входит в решетку глинистых минералов и подобно алюминию замещает кремний в тетраэдрических слоях. Некоторое влияние на стабилизацию бора в четверной координации имеют ионы калия. Считается, что количество калия в структурной решетке иллита является мерой замещенного кремния алюминием и непосредственно определяет количество замещенного кремния бором. Специальными исследованиями Ландергрена (1945), Фридериксона и Рейнольдса (1960₂) установлено, что бор чрезвычайно прочно закреплен в структуре глинистых минералов и совершенно не удаляется при различных видах химической обработки, разрушающей до 85% образца. Лишь при прокаливании образца в течение 4 часов при 800°С теряется до 25% бора от его первоначального веса. Проведенные исследования позволяют считать, что содержание бора существенно не изменяется последующими геологическими процессами, за исключением метаморфизма. Значительная часть бора освобождается только при сильных метаморфических изменениях, когда сами глинистые минералы становятся неустойчивыми (Harder, 1960; Fredrickson a. oth., 1960₁).

Таким образом, на основании исследований многих авторов принято считать, что содержание бора в глинах зависит от крупности и природы глинистых частиц, солёности воды в бассейне осадконакопления и условий выветривания, в которых образовывался глинистый материал. Кроме того, количество бора в осадочных породах обуславливается содержанием органического вещества. Устанавливается обратная зависимость между бором и органическим углеродом (Goldschmidt, 1954; Harder, 1960; Eagar, 1962; Walker, 1963).

При исследовании каменноугольных отложений Северной Англии, Северной Америки Хардер (1960) и Фридериксон (1962) пришли к выводу, что содержание бора в глинистых минералах может быть использовано для палеогеографических построений, так как эта величина является весьма тонким показателем солёности моря, в котором образовался осадок. Ландергрэн (1945) в послеледниковых и мезозойских отложениях установил связь между содержанием бора и морскими, пресноводными, солоновато-водными остатками фауны. Близкая корреляция была найдена между содержанием бора и статистическими данными диатомовой фауны в солоновато-водных, пресноводных и морских отложениях. Однако в осадках каменноугольного периода не удалось различить морские сланцы от пресноводных по содержанию бора. Предполагается, что здесь морские илы переотложились в период опреснения. Тем же исследователем было установлено, что осадки рэт-лейаса Швеции, образованные в типичных морских условиях, имеют более низкое содержание бора, чем морские осадки с нормальной солёностью. Предполагается, что причиной этого явления послужило чрезвычайно глубокое выветривание материала на континенте, который затем отлагался в морском бассейне (Goldschmidt, 1945). При исследовании сланцев кембрийского и силурийского возраста Ландергреном (1945) установлено, что содержание бора, помимо изменений в одном и том же стратиграфическом уровне, подвергается значительным изменениям в вертикальном профиле. Количество бора в сланцах последовательно уменьшается от кембрия к силуру. Он допускает два объяснения этому явлению: либо последовательное уменьшение содержания

бора в морской воде в период от кембрия до силура, либо изменение состава осадков, способность которых адсорбировать бор из морской воды уменьшалась. Наиболее вероятной причиной уменьшения содержания бора в морских осадках Ландергрена считается изменение состава осадков. Последнее, по его мнению, обусловлено увеличением скорости седиментации за этот период, т. е. ускорением транспортировки, и вследствие чего меньшей химической дифференциацией материала осадка.

Для выяснения закономерностей распределения бора и факторов, обуславливающих его содержание в осадочных толщах, нами было определено содержание бора в породах кембрия, ордовика и силура западной части Сибирской платформы. Все исследования проводились с глинистой частью пород, которая была выделена методом фракционирования с целью удаления бора, входящего в турмалин и бораты.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ БОРА

Определение бора производилось во всех петрографических разностях пород, встречающихся по разрезу. Глинистые фракции выделялись способом растворения карбонатной части пород в 4%-ной уксусной кислоте и отмучиванием фракций $<0,001$ мм.

Для определения бора в глинистых фракциях и осадочных породах был разработан количественный спектральный метод. При этом учитывался известный в литературе опыт определения бора в горных породах, рудах и минералах (Шиллинг, Пометун, 1959; Русанов и др., 1960; Москаленко, 1961; Ставров и Хитров, 1960).

С целью изучения влияния возможных изменений химического состава образцов на результаты анализа были приготовлены серии эталонов на искусственных смесях, в которых определяющим элементом являлись:

Смесь 1	SiO ₂ — 94%;		
Смесь 2	Fe ₂ O ₃ — 67%;		
Смесь 3	— Средний состав (в %): SiO ₂ — 55, Al ₂ O ₃ — 20,		
	Fe ₂ O ₃ — 9,	MgO— 5,	CaCO ₃ — 3,
	K ₂ SO ₄ — 5,	Na ₂ SO ₃ — 3;	
Смесь 4	MgO— 35%;		
Смесь 5	K ₂ SO ₄ + Na ₂ SO ₃ — 43%.		

Большой сдвиг градуировочных графиков (рис. 1), построенных по этим эталонам, показал необходимость уменьшения этого влияния. При разбавлении эталонов 1 : 1 буферной смесью и использовании линии сравнения графики практически сливаются в один (рис. 2).

Выбор минеральной формы бора для приготовления эталонов проводился по сравнению кривых испарения его из образцов глинистых фракций и искусственных образцов, содержащих бор в виде буры, турмалина, ашарита, сассолина, людвигита, датолита. Оказалось, что кривые испарения бора из глинистых формаций мало отличаются от кривых испарения бора из образцов, содержащих буру или турмалин. Для выбора лучших условий анализа была изучена зависимость интенсивности линий бора и воспроизводимости результатов анализа от величины навески, скорости просыпки порошка, скорости отсоса воздуха, стабилизирующего разряд дуги.

Количество анализируемого порошка изменялось от 20 до 800 мг при скорости просыпки 5 мг/сек. Опыты показали, что интенсивность линий бора заметно растет с увеличением навески до 200—300 мг, затем рост замедляется и достигает насыщения для навесок 600—800 мг. Лучшая воспроизводимость результатов анализа наблюдается для навесок 200—300 мг.

С целью увеличения производительности изучалась возможность отбора пробы по объему дозатором. Оказалось, что ошибка в дозировке одной и той же пробы составляет ± 5 мг и для проб разной плотности может достигать ± 30 мг. Исследование влияния ошибки дозировки на результаты анализа показало, что отбор проб с помощью дозатора увеличивает ошибку анализа при навесках 50—100 мг на 40% и при навесках проб 200—300 мг на 10—5%.

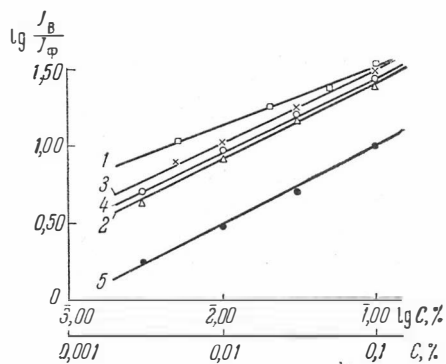


Рис. 1. Влияние химического состава эталонов на положение графиков для определения бора

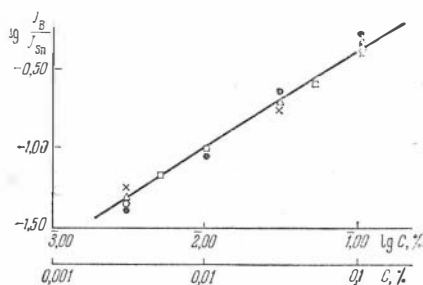


Рис. 2. График для определения бора по линиям В — 2497,73 Å и Sn — 2546,55 Å

Применение для просыпки порошка электромагнитного вибратора (Копейкин, 1961) позволяет просыпать анализируемую пробу и буферный порошок из двух мерок одновременно без предварительного смешивания. Воспроизводимость анализа при этом не уменьшается.

На основании проведенных исследований были выбраны следующие условия анализа: эталоны готовились путем введения буры в среднюю смесь 3. В качестве элемента сравнения было выбрано олово. Буферная смесь готовилась путем смешивания углекислого стронция 90%, сернистого натрия 9% и окиси олова 1%.

Анализируемые пробы после предварительного полуколичественного просмотра разбивались по содержанию бора на две группы: первая с содержанием бора меньше 0,1% и вторая с содержанием бора 0,1% и более. Пробы второй группы разбавлялись 1:10 средней смесью 3. Навески анализируемых проб, эталонов и буферного порошка отбирались с помощью мерок, вмещающих 250—300 мг, и с помощью электромагнитного вибратора просыпались за 30 сек равномерной струей в пламя дуги переменного тока. Генератор ДГ-2, ток $I = 19—20$ а, напряжение $V = 220$ в. Угли безборовые. Расстояние между электродами 4—5 мм. Скорость отсоса воздушной струи, стабилизирующей дугу, контролировалась по водяному манометру и поддерживалась равной 25—30 мм водяного столба. Спектры фотографировались на спектрографе КСА-1 с кварцевой оптикой. Ширина щели 0,01 мм. Осветительная система трехлинзовая. Промежуточная диафрагма 5 мм. Фотопластинки СП-3 чувствительностью 4—5 единиц ГОСТ. Экспозиция 25 сек (первые 5 сек работы вибратора щель спектрографа закрыта, идет промывка установки). Обработка фотопластинок обычная. Градуировочный график строился в координатах: логарифм относительной интенсивности линий бора и олова — логарифм концентрации. Аналитические линии: бор — 2497,73 Å и 2496,79 Å; олово — 2546,55 Å и 2495,72 Å.

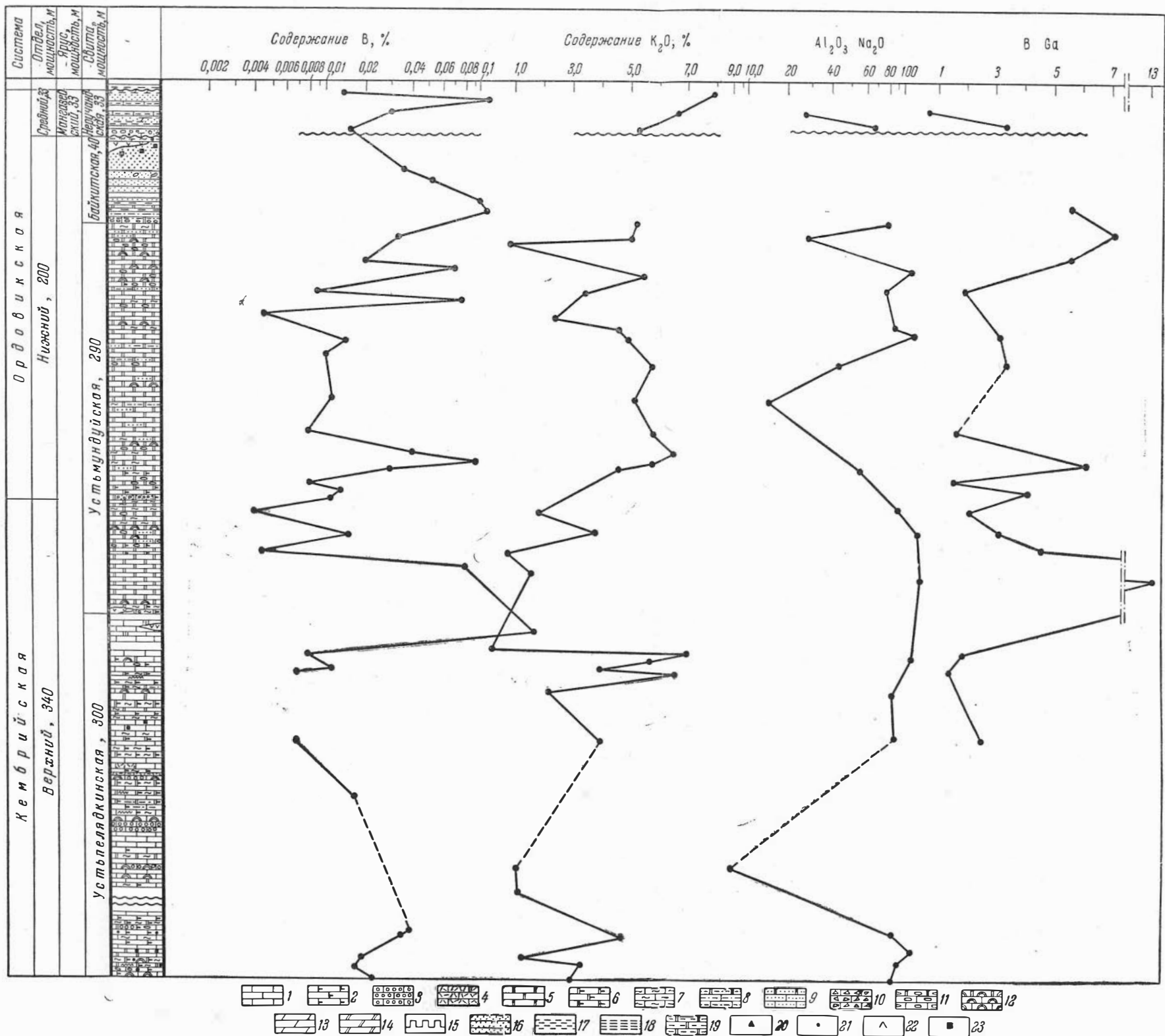


Рис. 3. Изменение содержания бора, калия и величин $Al_2O_3 : Na_2O$; $B : Ga$ по вертикальному профилю разреза р. Курейки

1 — известняки; 2 — известняки доломитистые; 3 — известняки оолитовые; 4 — известняки детритусовые; 5 — доломиты; 6 — доломиты известковистые; 7 — доломиты и известняки глинистые; 8 — доломиты и известняки алевритистые; 9 — доломиты и известняки песчанистые; 10 — доломиты и известняки брекчированные; 11 — доломиты и известняки кавернозные; 12 — доломиты и известняки водорослевые; 13 — мергели; 14 — мергели доломитистые; 15 — стилолитовые швы; 16 — песчаники; 17 — аргиллиты; 18 — граптолитовые сланцы; 19 — глинисто-доломитистые сланцы; 20 — окремнение; 21 — битуминозность; 22 — заглинованность; 23 — пиритизация

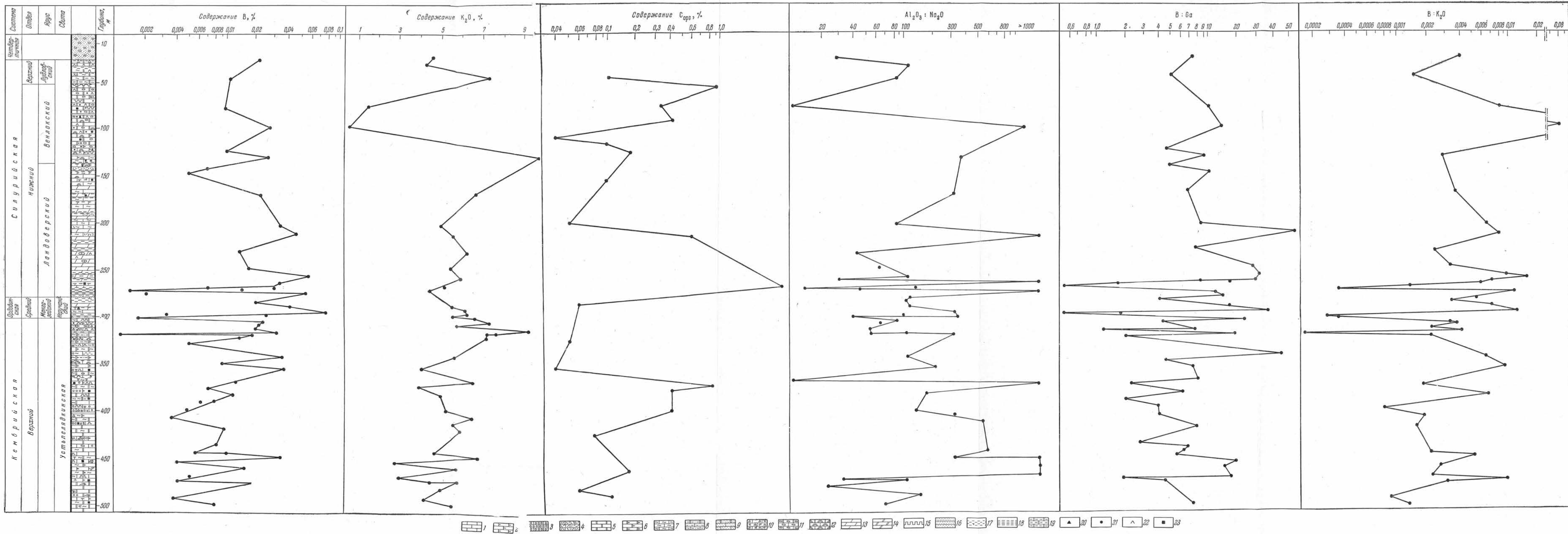


Рис. 4. Изменение содержания бора, калия, органического углерода и величин $Al_2O_3 : Na_2O$; B : Ga; B : K_2O по разрезу скв. 1 Дьявольской площади
Усл. обозн. см. на рис. 3

Точность метода проверялась методом добавок и методом «введено — найдено». В добавки и искусственные пробы вводили бор в виде бору и турмалина. Среднеквадратичная ошибка метода $\pm 15\%$.

Накопленный опыт работы по изложенному методу указывает на возможность выполнения за рабочий день 20—30 анализов.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД

Помимо определения бора в глинистой части пород, изучено содержание некоторых других компонентов, тем или иным путем связанных с бором. Определено содержание алюминия, натрия, калия и галлия в глинистых фракциях и углерода органического — в породах. Рассчитаны: а) индекс зрелости глинистых минералов, по Фогту; б) геохимический показатель зрелости глинистых минералов; в) геохимическая характеристика фациальных условий осадкообразования.

Индекс зрелости, предложенный Фогтом (Pettijohn, 1957), равен отношению Al_2O_3/Na_2O . Алюминий является наименее подвижным компонентом в глинистых минералах, в то время как натрий наиболее легко удаляется за то же самое время и не восстанавливается в осадке при обычном цикле седиментации. Глинистые минералы обогащаются алюминием по мере того, как становятся более зрелыми. Увеличение отношения Al_2O_3/Na_2O показывает возрастание зрелости глинистых минералов. Нами при статистической обработке результатов химических анализов глинистых минералов установлено, что индекс зрелости для каолиновых минералов колеблется от 30 до ∞ , средняя его величина равна 214 (по 14 анализам)¹; для минералов монтмориллонитовой группы — от 23 до ∞ , средняя величина равна 235 (по 13 анализам); для минералов группы гидрослюд — от 11 до 136, средняя величина равна 40 (по 15 анализам).

Как отмечалось выше, некоторое влияние на стабилизацию бора в четверной координации имеют ионы калия. Количество калия в структурной решетке иллита является мерой кремния, замещенного алюминием, и непосредственно определяет количество замещенного бором кремния. Из этого следует, что количество бора в структурной решетке тем больше, чем меньше в ней калия, или же чем более зрелы глинистые минералы. Данная зависимость подтверждается и нашими исследователями, которые показывают, что количество бора в глинистой части пород находится в обратной зависимости от количества калия в ней. Проведенные нами количественные определения калия и бора в глинистых минералах позволяют рассчитать величину их отношения $B:K_2O$, которая характеризует степень замещения кремния бором в структурной решетке глинистого минерала и является, как мы считаем, геохимическим показателем зрелости глинистых минералов.

Весь галлий так же, как бор², содержащийся в осадочных породах, связан с глинистыми минералами (Goldschmidt, 1954; Graff, 1961). В морских осадках галлия содержится в два раза меньше, чем в континентальных, поэтому величина отношения $B:Ga$ в глинистой части пород является показателем континентального или морского генезиса этих осадков. Относительные же изменения величины $B:Ga$ по вертикальному или горизонтальному профилям пород характеризует изменения фациальных условий осадкообразования. Максимальные

¹ Здесь и далее для расчета использовались химические анализы, приведенные в книге Р. Е. Грима «Минералогия глин» (1956) и в работе М. А. Ратеева «Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах» (1964).

² За исключением бора в турмалинах и боратах.

значения отношения В:Ga характеризуют морские условия: уменьшение данной величины показывает изменение этих условий в сторону прибрежных и континентальных. Таким образом, авторы считают, что относительные изменения величины отношения В:Ga в глинистых минералах могут служить геохимической характеристикой фациальных условий осадкообразования.

Изменение содержания бора, калия и углерода органического, а также величин $Al_2O_3:Na_2O$; В:Ga; В:K₂O в вертикальном профиле разрезов р. Курейки и скв. I Дьявольской площади показано на рис. 3, 4.

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

В данном разделе приводится краткая литолого-фациальная характеристика исследованных нами разрезов, составленная в основном по материалам С. П. Микуцкого и др. (1963). При характеристике фаций, помимо общегеологических данных, использовались данные наших геохимических исследований.

Разрезы по скв. I на Дьявольской площади (бассейн Сухой Тунгуски) и р. Курейке расположены в единой Туруханской структурно-фациальной зоне, поэтому их литолого-фациальная характеристика приводится вместе. Самыми древними отложениями, для которых был изучен вещественный состав и получены некоторые геохимические характеристики, являются отложения устьепелядкинской свиты верхнего кембрия. На р. Курейке устьепелядкинскую свиту слагают в основном сероцветные, нередко водорослевые и оолитовые известняки с прослоями пестроцветных глинисто-известковистых и доломитовых разностей. Для пород свиты весьма характерны текстуры мелководья: знаки ряби, трещины усыхания, признаки подводного оползания, следы размывов донных течений и брекчированность пород. Во многих горизонтах толщи, особенно в ее верхней части, широко развиты стилолитовые швы, оолитовые, обломочно-органогенные текстуры и структуры, а также элементы косой и волнистой слоистости. В скв. I в составе устьепелядкинской свиты доломиты и известняки одинаково широко распространены. Окраска пород темно-серая, зеленовато-серая и серая. Во многих прослоях доломитисто-известковые разности имеют оолитовое строение, содержат стилолитовые швы. Мощность свиты на р. Курейке достигает 300 м, в скв. I — около 200 м.

Накопление осадков устьепелядкинской свиты происходило в мелководной части шельфа при периодическом значительном обмелении бассейна, о чем свидетельствуют неоднократно появляющиеся всевозможные структурные и текстурные признаки пород, характеризующие неспокойные гидродинамические условия накопления осадков. Соленость морской воды была нормальной. В начале верхнего кембрия началась трансгрессия, которая продолжалась до середины эпохи. Середина верхнего кембрия характеризовалась некоторой регрессией. В позднем кембрии снова наблюдалось расширение площадей, занятых морем.

В результате исследования вещественного состава тонкодисперсной части отложений устьепелядкинской свиты установлено, что в вертикальном профиле последнее содержание некоторых компонентов осадков существенно меняется (см. рис. 3, 4). Количество бора повышено в нижних и верхних горизонтах свиты и заметно понижается в средней ее части. Однако при общем повышенном содержании бора в самых верхних горизонтах устьепелядкинской свиты (см. рис. 4) отмечается большое количество образцов с весьма низким содержанием бора. Содержание калия в глинистой части пород изменяется по разрезу в

обратной зависимости от содержания бора. Горизонты с повышенным содержанием бора имеют минимальные значения содержания калия (см. рис. 3, 4). Аналогичная зависимость наблюдается в изменении содержания органического углерода в породе и бора в глинистой части пород. Величина $B:K_2O$ в глинистой фракции, характеризующая интенсивность замещения кремния бором в структурной решетке глинистых минералов, очень четко показывает максимальное значение ее в нижней части устьпелядгинской свиты, минимальные значения в средней части, затем снова возрастание в верхней половине свиты и резкое понижение в самых верхних горизонтах. Зрелость глинистых минералов изменяется аналогично величине $B:K_2O$ (см. рис. 3, 4). Изменение величины $B:Ca$ показывает, что трансгрессия моря отмечалась для нижней части устьпелядгинской свиты; регрессия моря — для средней ее части. В верхней половине снова отмечается значительная трансгрессия моря, однако в самых верхних горизонтах устьпелядгинской свиты развивается некоторая регрессия. Таким образом, по всем геохимическим показателям наблюдается смена различных условий осадкообразования в течение устьпелядгинского времени. Четко выделяются трансгрессивные нижняя и верхняя части свиты, характеризующиеся повышением содержания бора и повышенной зрелостью глинистых минералов. Средняя часть устьпелядгинской свиты и самые верхние горизонты, образованные в условиях регрессии моря, имеют пониженное содержание бора и менее зрелые глинистые минералы. Менее четко эти закономерности прослеживаются в разрезе р. Курейки из-за недостаточного числа проанализированных образцов (см. рис. 3).

На р. Курейке устьпелядгинская свита с постепенными переходами перекрывается устьмундуйской свитой верхнекембрийского (нижние горизонты) и нижнеордовикского возраста. Устьмундуйская свита по литологическим признакам расчленяется по мощности на три неравные части. Нижняя часть мощностью до 50 м характеризуется однородным доломитовым составом; окраска пород серая, терригенные компоненты (кварц, полевой шпат) содержатся в небольших количествах — около 5%. Среднюю часть свиты (мощностью до 230 м) составляют переслаивающиеся пестроцветные доломиты, содержащие в ряде горизонтов значительную примесь глинисто-алевритистого и песчанистого материала. Стратиграфически снизу вверх в этой толще количество терригенных примесей заметно увеличивается до образования прослоев известково-доломитистых песчаников и алевролитов. Для многих горизонтов толщи характерны многочисленные признаки мелководья (знаки ряби, трещины усыхания и др.). Верхняя пачка (около 20 м) залегает с размывом на пестроцветных доломитах и представлена более темными, также пестроцветными аргиллитами с прослоями доломитов и алевролитов. Содержание органического углерода в отложениях устьмундуйской свиты не превышает сотых долей процента при весьма высоком битумном коэффициенте, что говорит в пользу вторичности большей части битума. На Дьявольской площади отложения всей устьмундуйской свиты и верхние горизонты устьпелядгинской свиты выпадают из разреза в результате предмангазейского размыва.

Образование отложений устьмундуйской свиты происходило в условиях теплого моря, близкого к лагуне, изобиловавшего отмелями, плоскими островами. У берегов образовались небольшие заливы, в которых происходило интенсивное испарение и периодическое осолонение. Сообщение мелководного бассейна с открытым морем временами было затруднено или прекращалось. В такие моменты сильно возрастало осаждение доломитов. Однако моменты химической садки доломитовых и известковых пород чередовались с периодами интенсивного

привноса терригенных компонентов, особенно во второй половине нижнеордовикской эпохи. В этот период территория испытывала на фоне общего погружения периодические поднятия, которые приводили к значительному сокращению площади бассейна и приближению береговой линии.

Так же как по литологическим особенностям пород, по содержанию бора, калия, галлия, глинозема, натрия в глинистой части пород в устьмундуйской свите выделяются три части. В нижней доломитовой толще отмечается повышенное содержание бора, соответственно, низкое содержание калия. Глинистые минералы имеют высокую зрелость. Величина отношения бора к галлию значительно возрастает в период образования нижней части устьмундуйской свиты, что свидетельствует о максимальном развитии трансгрессии моря в этот период (см. рис. 3). Средняя часть свиты характеризуется резко пониженным содержанием бора, повышенным содержанием калия, низкой зрелостью глинистых минералов. Величина $B : Ga$ имеет также минимальные значения, что указывает на развитие регрессии моря в данное время. В верхней части свиты снова отмечается общее повышение содержания бора (с периодическими понижениями), содержание калия в среднем понижено, зрелость глинистых минералов достигает максимальных значений. В верхних горизонтах величина отношения $B : Ga$ возрастает, что указывает на начало трансгрессии моря. Таким образом, в осадках устьмундуйской свиты четко прослеживается определенная зависимость содержания бора, калия, величины зрелости глинистых минералов, а также величины $B : Ga$.

Устьмундуйскую свиту на р. Курейке с постепенными переходами перекрывают светло-серые кварцевые песчаники (до 40 м) байкитской свиты верхов чуньского яруса нижнего ордовика. Песчаники имеют кварцевый состав, мелкозернистую структуру, светло-серую окраску и содержат редкие линзы и прослои зеленоватых алевро-песчанистых и глинистых известняков. Песчаники характеризуются многочисленными вкрапленностями сульфидов; содержание органического углерода в них составляет сотые доли процента на породу.

Байкитские песчаники формировались в мелководной части шельфа морского бассейна, на сравнительно небольших расстояниях от областей сноса. Последняя, ранее пенеппенизированная, в конце чуньского века испытывала значительный подъем, интенсивно дренировалась реками, поставляя в прилегающий морской бассейн большое количество обломочного материала. Байкитская свита в нижней части имеет повышенное содержание бора, выше по разрезу содержание последнего понижается (см. рис. 3).

На р. Курейке неручандская свита мангазейского яруса среднего ордовика с размывом налегает на байкитские песчаники. В разрезе отсутствуют осадки кривоукского яруса. Отложения неручандской свиты по литологическим и фаунистическим признакам расчленяются на две части. Нижнюю часть (15 м), соответствующую чертовскому горизонту мангазейского яруса, слагают также преимущественно сероцветные кварцевые песчаники. Имеются отдельные прослои темно-серых, почти черных кварцевых фосфоритоносных и ракушняковых песчаников. Верхняя часть свиты мощностью 18 м (боксанский горизонт) представлена грязно-зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами с маломощными невыдержанными прослоями глинистых известняков. Все породы также сильно фосфоритизированы. На Дьявольской площади нижняя часть неручандской свиты (чертовский горизонт) размыта; верхнюю часть (боксанский горизонт) мощностью 24 м составляют те же фосфоритизированные зеленовато-серые аргиллиты и

мергели с прослоями известняков. Неручандская свита залегает здесь непосредственно на устьепелядкинской свите верхнего кембрия.

Отложения неручандской свиты мангазейского яруса формировались в относительно более глубоководной части шельфа. По содержанию фосфатов, а также многочисленных остатков брахиопод, трилобитов, мшанок и других форм, можно предположить, что накопление донных осадков происходило в условиях нормальной солености и несколько повышенной температуры воды. Конец криволучского века знаменуется регрессией, в результате которой большая часть Туруханского района оказалась областью размыва. Трансгрессия мангазейского века привела к переотложению песчаных образований байкитской свиты. В конце мангазейского времени трансгрессия усилилась.

Содержание бора в нижней части неручандской свиты понижено, верхняя часть характеризуется максимальным содержанием бора. Соответственно, наблюдается понижение в содержании калия от нижних к верхним горизонтам. Песчанистая пачка мангазейского яруса, так же как и песчаники верхов нижнего ордовика, лишена первично обогащенных органическим веществом пород. В верхней пачке яруса содержание органического углерода в глинистых известняках и мергелях составляет десятые доли процента, а в прослоях известковистых аргиллитов увеличивается до 2—3%. Зрелость глинистых минералов в неручандской свите в общем имеет среднее значение относительно ее величины в ниже- и вышележащих горизонтах. Геохимическая характеристика зрелости глинистых минералов ($B:K_2O$) в нижней части свиты имеет низкое значение, в верхней части свиты достигает максимальных значений. Величина $B:Ga$ также увеличивается снизу вверх, характеризую нарастание трансгрессии.

В исследованных нами разрезах, так же как и в других разрезах Туруханского района, силурийские отложения залегают с перерывом на образованиях боксанского горизонта мангазейского яруса среднего ордовика и начинаются горизонтами низов среднего ландовери. Ландоверские отложения четко подразделяются на три пачки. Нижняя (17—20 м) представлена черными, темно-серыми глинисто-известковистыми граптолитовыми сланцами с прослоями и линзами темно-серых, почти черных известняков. В основании толщи граптолитовых сланцев имеется горизонт темно-серых органогенно-обломочных известняков, являющийся базальным для силурийских отложений района. Среднюю пачку (около 80 м) ландовери составляют неравномерно тонкопереслаивающиеся зеленовато-серые мергели и органогенные глинистые известняки. Верхнюю пачку ландовери (около 40 м) составляют серые рифогенные известняки с прослоями зеленовато-серых аргиллитов и мергелей.

В самом начале силурийского времени весь район Приенисейской зоны Сибирской платформы испытывал значительный подъем, и море целиком регрессировало. В среднем ландовери наступила трансгрессия моря. В начальный период трансгрессии образовались граптолитовые сланцы. Накопление этих осадков происходило в прибрежных частях морского бассейна. Суша, прилегающая к бассейну, представляла собой аллювиально-дельтовую равнину, постепенно переходящую в морское дно. Многочисленные реки, впадающие в море, приносили огромное количество пресных вод, органических остатков и тонкого терригенного материала. Граптолитовые колонии приносились с морскими течениями и приливами, гибли в опресненных прибрежных водах и захоронялись в черных богатых органикой илах. Усиление трансгрессии в самом конце ландоверского века привело к смене прибрежноморских условий на условия открытого моря. Температура и соленость воды,

газовый режим донного бассейна были благоприятны для пышного расцвета морских организмов.

Пачка граптолитовых сланцев характеризуется низким содержанием бора в самых низах и высоким — в ее верхней части. В среднем содержание бора в граптолитовых сланцах повышено, соответственно в этой пачке понижается содержание калия. Содержание органического углерода достигает 3—6%. Зрелость глинистых минералов в верхней и нижней части граптолитовых сланцев высокая, середина характеризуется пониженной зрелостью. Геохимическая характеристика зрелости глинистых минералов также резко меняется в пределах граптолитовой пачки, уменьшаясь в средней части и достигая максимума в нижней и верхней. Изменение величины отношения В : Ga в пределах толщи граптолитовых сланцев показывает общее нарастание трансгрессии, однако отмечается резкая, кратковременная регрессия в середине этого периода. В средней пачке ландовери, сложенной мергелями и известняками, содержание бора возрастает от нижних горизонтов, достигает максимума в средней части и снова понижается в ее верхах. Количество калия находится в обратной зависимости от содержания бора, и кривая, характеризующая его изменение, является зеркальным отображением кривой, характеризующей изменение содержания бора (см. рис. 4). Содержание органического углерода в грязно-зеленовато-серых мергелях 0,2—1,0%. Зрелость глинистых минералов и их геохимическая характеристика изменяются в пределах средней пачки так же, как количество бора, т. е. увеличиваются снизу вверх, достигая максимума в средней части, и снова уменьшаются в верхних горизонтах этой пачки. Величина отношения В : Ga возрастает до средней части мергелистой и известняковой пачки и резко понижается в верхах, показывая максимальное развитие трансгрессии в конце среднего ландовери. Содержание бора в верхней пачке ландовери имеет самое низкое значение по сравнению с лежащими выше и ниже толщами силура. Этим горизонтам соответствует самое высокое содержание калия. В известняках верхнего ландовери содержание органического углерода обычно не превышает сотых долей процента. Зрелость глинистых минералов имеет среднюю абсолютную величину и пониженное значение ее относительно верхних и нижних горизонтов. Геохимическая характеристика зрелости глинистых минералов в верхней пачке также имеет минимальное значение. Отношение В : Ga показывает наступление регрессии моря в этот период.

На Дьявольской площади нижнюю часть венлока (около 20 м) слагают сероцветные органогенные известняки, верхнюю (70 м) — темно-серые, пятнистые, битуминозные загипсованные, кавернозные и кремненные массивные доломиты. В разрезе скважины на границе ландовери и венлока прослеживается прерывистый горизонт (1—2 м) неравномернозернистого ожелезненного и глинистого известняка, местами с оолитовой текстурой и пестрой, преимущественно вишневой, окраской.

В венлокское время произошли некоторые изменения в режиме бассейна. Фаунистический комплекс, столь богатый видами в ландовери, в венлоке несколько сократился. Кораллы встречаются не по всему разрезу, а образуют отдельные рифы. Широкое развитие получили водоросли, гастроподы и остракоды. В начале венлока отмечается частичная регрессия, сменившаяся новой трансгрессией в середине века. В средневенлокский бассейн поступало с суши большое количество кремнезема, в результате чего образовались кремненные осадки. Конец венлока знаменует начало регрессии. Отдельные выступавшие над уровнем моря острова, отделяли значительные участки моря, где формировались доломитовые осадки.

В нижней части венлока содержание бора понижено, затем повышается кверху. Соответственно, наблюдается понижение в содержании калия. Следует отметить, что самое низкое содержание калия в глинах соответствует горизонтам кремнистых пород. Такой парагенез может быть обусловлен интенсивными процессами химического выветривания на суше, в результате которых в море выносилось большое количество растворенного кремнезема, а образующиеся на суше глинистые минералы имели высокую зрелость и очень низкое содержание калия. Минимальное количество калия в глинистой части пород имеется в средней части венлока. В нижней известковой части разреза венлока содержание органического углерода не превышает сотых долей процента на породу, лишь в самых верхних горизонтах повышается до десятых долей процента. Начиная с верхней пачки ландовери зрелость глинистых минералов повышается и достигает максимальной величины в верхах нижней части венлока. Аналогичные изменения наблюдаются для геохимической зрелости глинистых минералов. Величина показывает незначительную кратковременную регрессию в самом начале венлока и максимальную трансгрессию в середине венлока. Верхняя часть венлока характеризуется пониженным содержанием бора относительно верхних и нижних горизонтов и средним абсолютным его содержанием. Количество K_2O резко повышается снизу вверх в толще верхнего венлока. Содержание углерода органического возрастает снизу вверх от 0,3 до 0,9%. Доломиты верхнего венлока обогащены преимущественно вторичным битуминозным веществом. Зрелость глинистых минералов резко понижается снизу вверх, достигает минимума в средней части верхнего венлока; в верхах наблюдается незначительное повышение величины зрелости. Геохимический показатель зрелости глинистых минералов также резко понижается от низа кверху этой толщи. Отношение $B : Ga$ показывает нарастание регрессии снизу вверх по разрезу верхнего венлока.

На Дьявольской площади лудловские отложения (140 м) сложены серыми, зеленовато-серыми глинистыми и заглипсованными доломитами с прослоями аргиллитов и известняков.

Усиливающаяся регрессия к началу лудловского века приводит к еще большему сокращению площади моря, отшнуровыванию лагун. Накопление осадков в верхнесилурийскую эпоху происходило в сильно осолоненных лагунах.

Содержание бора в заглипсованных доломитах имеет среднюю величину и повышается от нижних к верхним горизонтам. Содержание K_2O , соответственно, уменьшается снизу вверх. Количество органического углерода в лудлове, так же как в венлоке, не превышает сотых долей процента. Зрелость глинистых минералов в лудловских осадках имеет низкие значения и понижается еще в верхних горизонтах. Геохимический показатель зрелости глинистых минералов также имеет низкие значения. Отношение $B : Ga$ характеризует развитие регрессии в этот период.

* * *

Как следует из графиков рис. 3, 4, в вертикальном профиле осадков кембрия, ордовика и силура некоторых западных районов Сибирской платформы наблюдаются значительные изменения содержания бора в глинистой части пород. Количество бора в глинистой части исследованных пород изменяется в зависимости от содержания в ней калия, а также согласно с отношением $Al_2O_3 : Na_2O$, которое характеризует зрелость глинистых минералов. В прямой зависимости от отношения $Al_2O_3 : Na_2O$ находится отношение $B : K_2O$, которое также является характеристикой зрелости глинистых минералов. Наблюдает-

ся обратная зависимость между содержанием бора в глинистой части породы и содержанием углерода органического в породе. Таким образом, нашими исследованиями установлено, что содержание бора в глинистой части пород зависит от зрелости глинистых минералов. Чем больше удалено из структуры глинистого минерала нестойкого компонента — калия, тем больше бора входит в данную структуру (гидро-слюд).

Нашими исследованиями не удалось установить четкой зависимости содержания бора в глинистой части пород от солености воды бассейна, в котором они осаждались. В заведомо известных по общегеологическим данным древних бассейнах с повышенной соленостью вод образовывались осадки, глинистые минералы которых имеют низкое содержание бора (средняя часть устьмундуйской свиты, лудловский ярус). В отмеченных выше горизонтах незначительное содержание бора скорее определяется низкой зрелостью глинистых минералов, в структуре которых содержится много калия.

В исследованных разрезах наблюдается прямая связь между величинами зрелости глинистых минералов, содержанием бора в них, а также величиной отношения $B : Ga$. Как установлено по общегеологическим данным, возрастание всех этих величин по разрезу в свою очередь связано с нарастанием трансгрессии моря. И, наоборот, наименьшая зрелость глинистых минералов, понижение содержания бора и уменьшение величины отношения $B : Ga$ характеризуют регрессивные этапы осадконакопления. В общем виде увеличение и уменьшение величины отношения $B : Ga$ показывает, соответственно, развитие трансгрессии и регрессии моря. Отмеченная закономерность, очевидно, может быть объяснена тем, что повышенная зрелость глинистых минералов, а следовательно, и повышенное содержание бора в них обуславливаются интенсивным химическим выветриванием в период их образования. В свою очередь интенсивное химическое выветривание и трансгрессия моря развиваются при относительно спокойном тектоническом режиме и наоборот.

В разрезах осадочных толщ кембрия, ордовика и силура р. Курейки и скв. 1 на Дьявольской площади установлено несколько стратиграфических уровней, характеризующихся повышенным содержанием бора и одновременно высокой зрелостью глинистых минералов. Этим же уровням соответствуют трансгрессивные этапы осадконакопления. Таковыми являются нижние и верхние горизонты устьпелядкинской свиты (низ и середина верхнего кембрия); низы устьмундуйской свиты (верхняя часть верхнего кембрия); верхние горизонты устьмундуйской толщи (середина чуньского яруса нижнего ордовика); верхняя часть неручандской свиты (боксанский горизонт среднего ордовика); верхи граптолитовой пачки среднего ландовери, верхи среднего ландовери, средние горизонты венлока. Указанные горизонты чередуются с толщами, образованными в регрессивные этапы осадконакопления, характеризующимися пониженным содержанием бора и низкой зрелостью глинистых минералов.

Проведенные нами исследования позволяют считать, что геохимические показатели по глинистой части пород существенно дополняют и детализируют данные условий осадконакопления, полученные общегеологическими методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Копейкин Ю. А. Материалы VIII совещания работников лабораторий геологических организаций, вып. 4. М., 1961.
Микуцкий С. П., Петраков В. У., Баженова Т. К., Кащенко С. А. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-запада Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 28, 1963.

- Москаленко Л. А. Материалы VIII совещания работников лабораторий геологических организаций, вып. 4. М., 1961.
- Русанов А. К., Хитров В. Г., Батова Н. Т. Сб. «Количественное определение редких и рассеянных элементов». Госгеолтехиздат, 1960.
- Ставров О. Д. и Хитров В. Г. Геохимия, 405, № 3, 1960.
- Шиллинг М. Д., Пометун Е. А. Заводская лаборатория, № 12, 1959.
- Graff D. G. Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks, p. III.—Min. Element Distribution, 1961.
- Eagar R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British coal Measures.—Nature, 196, N 3, 1962.
- Frederickson A. F. Partition coefficients—new tool for studying geological problems.—Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 46, N 4, 1962.
- Frederickson A. F., Reynolds R. C. 1. How measuring poleosalinity aids exploration.—Oil Gas J., 58, N 5, 1960.
- Frederickson A. F., Reynolds R. C. 2. Geochemical method for determining paleosalinity.—Clay and clay minerals, 58, Proceedings of the eighth National Conference of clay and clay minerals, 1960.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. 1954.
- Harder H. Das Bor im Kreislauf der Gesteine.—Report of the twenty first session Norden, 1960, p. 1. Geochemical cycles. Copenhagen.
- Landergren S. Contribution to the Geochemistry of Boron, 11. Distribution of Boron in some Swedish Sediments Rocks, and Iron Ores. The Boron Cycle in the upper Lithosphere.—Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi, 19A, N 26, 1945.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.
- Stubican V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and clays.—Amer. Min., 47, N 9-10, 1962.
- Walker C. T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.—J. sediment. petrol., 33, N 3, 1963.

Е. П. Акульшина, Л. Н. Андреева

**МАЛЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЛИНИСТОЙ ЧАСТИ
ПОРОД ОРДОВИКА И СИЛУРА
КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИНТЕНСИВНОСТИ
ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ¹**

В работе изложены результаты исследования содержания малых элементов Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Pb, Cu, Ga, Zn, Zr в осадочных породах ордовика и силура Сибирской и Русской платформ (рек Кулюмбе, Кунтыкахи, скв. Дьявольской площади, Эстония). Предпосылкой к данной работе явились исследования распределения малых элементов в осадочных породах, проведенные Кейтом и Дегенсом (Keith, Degens, 1959), Н. М. Страховым и др. (1959), Н. Шортом (Short, 1961), С. М. Катченковым (1963) и др.

Весьма детальным исследованием Н. Шорта (1961) малых элементов в профиле выветривания установлено, что распределение малых элементов в профиле выветривания больше обуславливается интенсивностью выветривания, чем составом материнских пород. Малые элементы Ti, Co, Cr, Ni, V, Pb, Cu, Zn накапливаются в профиле выветривания, обогащая глинистые фракции, в противоположность K, Na, Ca, которые выносятся из них в первую очередь. Обогащение или обеднение малыми элементами осадочных пород, образующихся при выветривании строго пропорционально количеству глинистых и алевролитовых фракций в данных породах. Содержание малых элементов в профиле выветривания не зависит от поглощенных катионов рН. и Eh. Содержание Cr, Cu, Ni, Pb, V в некоторой степени обусловлено количеством органического вещества в породе. Н. М. Страхов и др. (1959) считают, что поступление того или иного элемента в пути миграции и дальнейшее перемещение его по данным путям происходит в различной форме в зависимости от физико-химической обстановки выветривания. Sr, Ba, Mn, V, Cr, Ni, Ca, Ga и другие элементы во время миграции перемещаются как в состав взвесей, так и в виде растворов. Соотношение взвешенной и растворенной форм переноса зависит в основном от интенсивности химического выветривания. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континентах, тем большая часть всех элементов поступает в пути миграции в виде растворов и тончайших взвесей. При такой форме миграции значительная часть малых элементов адсорбируется глинистой частью осадков или доставляется в пелагическую зону бассейна осадконакопления. Кейт и Дегенс (1959) пришли к выводу, что рассеянные элементы следует изучать в глинистой и илистой части осадочных пород и совсем бесполезно исследовать их в песчаной части. В результате многочисленных

¹ Публикуется в порядке обсуждения.

исследований различных авторов в настоящее время установлено, что поведение малых элементов в профиле выветривания и распределение их в осадочных породах весьма различно. Оно обусловлено химическими и энергетическими свойствами малых элементов, с одной стороны, и физико-химическими процессами, в которых они участвуют, — с другой. Указанные две основные группы факторов, влияющих на распределение малых элементов в осадочных породах, рассматриваются в данной работе конкретно для каждого исследованного нами элемента. С этой целью ниже приводятся краткая химическая и энергетическая характеристики элементов, описывается их поведение в профиле выветривания, в бассейне осадконакопления и в осадочных породах.

Титан. В профиле выветривания титан в основном связан с тонкими фракциями глин, где он частично сорбирован как $Ti(OH)$ и $Ti(OH)_2$ на каолините. Растворимая часть TiO_2 , по-видимому, находится в форме геля; встречается титан также и в виде очень тонких иголок рутила. Содержание титана возрастает с увеличением каолинита в глинистой фракции (Вернадский, 1934; Goldschmidt, 1945; Stoch, 1961).

В морских (hydrolysate) осадках большая часть титана находится в глинистой фракции, очевидно, в форме очень тонкодисперсной аморфной или кристаллической двуокиси титана. Количество его в этих осадках пропорционально алюминию — $4 TiO_2 : 100 Al_2O_3$. В пенсильванских сланцах, как морских, так и пресноводных содержание титана одно и то же. Практически титан не поступает в море в растворах, благодаря запретному ионному потенциалу. Поэтому титан не находится в эвапоритах, за исключением количеств, связанных с глинами. В британских каменноугольных огнеупорных глинах Бриндли и Робинсоном установлено 1—2% титана в форме анатаза, зерна которого соразмерны с частицами каолинита (Goldschmidt, 1954).

Ванадий. В литературе имеются весьма немногочисленные данные о геохимии ванадия в осадках. По работам А. Е. Ферсмана (1939) известно, что ванадий связан с глинистыми минералами и органикой и может переходить из органического вещества в глину. В профиле выветривания отмечается тенденция обогащения ванадием и строгая зависимость между трехвалентным железом и ванадием. С увеличением железа увеличивается содержание ванадия. Величина Fe/V в процессе выветривания изменяется очень мало (Short, 1961). При поступлении в море ванадий быстро осаждается с глинисто-алевритистым материалом. При повышенном окислительном потенциале среды трехвалентный ванадий переходит в пятивалентную подвижную форму и мигрирует.

Хром. В настоящее время мало известно о геохимии хрома в профиле выветривания. В природе хром встречается в различных валентностях, трехвалентный хром — наиболее часто. Ионный радиус хрома очень близок таковому алюминия и железа $Al^{3+} — 0,57 \text{ \AA}$; $Cr^{3+} — 0,64 \text{ \AA}$; $Fe^{3+} — 0,67 \text{ \AA}$, в результате чего наблюдаются изоморфные замещения в алюминиевых и железистых шпинелидах. Отношение между различными формами хрома в профиле выветривания определяется восстановительным действием органической составляющей и окислительным или восстановительным воздействием организмов. Растворенный в морской воде хром находится в форме хроматов и не превышает 0,002 части на миллион (ч. н. м.), что соответствует $1 Cr : 300 Al$ (по весу), в верхней части литосферы — $1 Cr : 400 Al$ (Goldschmidt, 1954). Хром и галлий больше концентрируются в пресноводных сланцах, чем в морских (Катченков, 1959). Повышенное содержание хрома отмечается как в неметаморфизованных, так и слабометаморфизованных отложениях ордовика, связанных с корами выветривания (Graff, 1961).

Марганец. В верхней литосфере марганец широко распространен. Ионный радиус трехвалентного и двухвалентного марганца является наибольшим среди семейства железа Mn^{3+} — 0,70 Å. Большой ионный радиус обуславливает низкий ионный потенциал, в результате чего марганец очень чувствителен к выщелачиванию даже очень слабыми кислыми растворами (Goldschmidt, 1954). Значительная часть марганца, достигающая океана, находится в растворенном виде или адсорбирована глинами (Страхов и др., 1959). Марганец, имея высокое значение $pH \sim 9$, обладая многообразием валентностей, легко переходит из одной формы окислов в другую и мигрирует в морских водоемах дальше других элементов группы железа. Он накапливается в повышенных количествах в карбонатных породах и встречается даже в ангидритах, где отсутствуют все другие элементы семейства железа (Катченков, 1959). Морские глинистые сланцы содержат марганца больше, чем пресноводные (Keith, Degens, 1959).

Никель, кобальт. Так как pH никеля и кобальта весьма близки, полного разделения их, видимо, не происходит. Эти элементы в геохимическом цикле тесно связаны с магнием и железом, что объясняется сходством их ионных радиусов двухвалентных ионов: Ni — 0,78 Å; Mg — 0,78 Å; Co — 0,82 Å; Fe — 0,83 Å; трехвалентных ионов Fe — 0,67 Å; Co — 0,65 Å. Роль истинных растворов в миграции Ni и Co незначительна, главная роль принадлежит сорбции на глинистых частицах (Страхов и др., 1959). Способность никеля к гидролизации, относительная нерастворимость этого элемента приводят к накоплению его в профиле выветривания. Содержание кобальта в профиле выветривания также увеличивается относительно железа. По данным Граффа (1961), Гольдшмидта (1954), кобальт в значительных количествах концентрируется в нерастворимой части пород и в породах, обогащенных кремнеземом. Повышенное содержание никеля отмечается в ожелезненных переотложенных продуктах коры выветривания. В сланцах восстановительной среды содержание никеля и кобальта несколько выше, чем в верхней литосфере; считается, что в таких осадках никель и кобальт концентрируются в глинистых минералах (Turekian, Carr, 1960).

Свинец. Свинец является как халькофильным, так и литофильным элементом. Близость ионных радиусов (Pb — 1,32 Å; Sr — 1,27 Å; Ba — 1,43 Å; K — 1,33 Å; Ca — 1,06 Å) определяет замещение свинцом этих элементов. Свинец в зоне выветривания легко образует растворимые катионы, которые могут образовывать нерастворимые соединения или принимать участие в процессах адсорбции и ионного обмена с нерастворимой составляющей осадочных пород, особенно с глинистой фракцией. Таким образом, создается концентрация свинца в глинистых фракциях. В глинистых минералах (гидрослюды, монтмориллонит) установлены более строгие связи для двухвалентного свинца, чем для одновалентного калия, которые имеют один и тот же ионный радиус (Short, 1961; Goldschmidt, 1954). По данным Граффа (1961), большая часть свинца находится в глинистой, битуминозной и кремнистой частях карбонатных пород.

Медь. Медь имеет ионные радиусы 0,83 Å; 0,95 Å; 1,28 Å; 1,35 Å и является строго халькофильным элементом. В профиле выветривания количество меди обычно меньше, чем в материнских породах, благодаря потери меди при выветривании сульфидов и выщелачиванию. В гумидных условиях металлический ион меди выносятся в океан. При ограниченном количестве воды и в восстановительных условиях катионы меди могут аккумулироваться. По данным Кларка (Goldschmidt, 1954), медь выносятся истыми и глинистыми частицами в реки и океан. Дальнейшее закрепление меди тонкими частицами про-

долгается и в течение продолжительного осаждения частиц в глубоководных бассейнах. Имеются данные о значительной концентрации меди в окисленных и редуцированных морских осадках, в гидроокислах и окислах железа, марганца в восстановительных условиях и сульфидсодержащих илах.

Галлий. Геохимически галлий очень тесно связан с алюминием. Размеры трехвалентных катионов ($Ga - 0,62 \text{ \AA}$ и $Al - 0,57 \text{ \AA}$) очень близки, поэтому большинство галлия в литосфере связано с алюминиевыми минералами. Только очень незначительная часть галлия не ассоциирует с алюминием. В профиле выветривания наблюдается строгая согласованность между алюминием и галлием. Отношение Al/Ga изменяется по профилю выветривания лишь незначительно. При сильном выщелачивании галлия выносятся больше, и поэтому наблюдается увеличение отношения Al/Ga в сильно выветрелом профиле. Большая часть галлия из разложившихся первичных алюмосиликатов связана с алюминием в глинистых минералах и бокситах. В морских карбонатных породах количество галлия очень мало (~ 5 ч.н.м. Ga_2O_3) и весь он связан с глинистым веществом (Goldschmidt, 1954; Graff, 1961). В морских сланцах галлия содержится в два раза меньше, чем в пресноводных, поэтому отношение B/Ga может служить показателем пресноводного или морского генезиса сланцев (Keith, Degens, 1959).

Цинк. Геохимия цинка определяется в основном сходством радиусов между двухвалентным цинком и металлами магниально-железистой группы, особенно между цинком и железом: $Zn^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$; $Mg^{2+} - 0,78 \text{ \AA}$; $Ni^{2+} - 0,78 \text{ \AA}$; $Co^{2+} - 0,82 \text{ \AA}$; $Fe^{2+} - 0,83 \text{ \AA}$; $Mn^{2+} - 0,91 \text{ \AA}$. Цинк обладает литофильными и халькофильными свойствами (Goldschmidt, 1954). В профиле выветривания наблюдается тенденция обогащения цинком глинистой, в меньшем количестве илистой фракции. В зоне гипергенеза наряду с другими рассеянными элементами цинк часто ассоциирует с водными окислами марганца, которые являются своего рода коллекторами для рассеянных элементов. По данным Дина и Веббера (Dean, Webber, 1961), самые высокие концентрации цинка встречаются в глинистых фракциях осадочных пород. В карбонатных породах цинк прочно закреплен глинистыми минералами (Graff, 1961).

Цирконий, гафний. Цирконий и гафний являются парой элементов, почти полностью химически сходных. Атомные радиусы их равны ($Zr - 1,60 \text{ \AA}$; $Hf - 1,59 \text{ \AA}$). Эти два элемента неизменно присутствуют в минералах и горных породах, и обычным химическим методом определяется скорее их сумма, чем цирконий отдельно. О цирконии и гафнии в осадочном цикле известно очень мало. По данным Адамса и Вивера (Adams, Weaver, 1958), для карбонатных пород имеется положительная связь между процентным содержанием циркония и количеством нерастворимого остатка. Известно также, что большая часть циркония в карбонатных породах находится в глинистых минералах, в виде реликтов циркона, в цирконийсодержащем рутиле, сфене, апатите, магнетите, ильмените. Значительное количество циркония и гафния сконцентрировано в наиболее зрелой остаточной породе, наибольшая часть циркония и гафния концентрируется глинами и бокситами. Кейт и Дегенс (1959) считают, что цирконий, как и титан, ниобий, торий, тяготеют к континентальным осадкам.

Как следует из сказанного выше, поведение малых элементов при выветривании, в путях миграции и распределение их в осадочных породах весьма сложны и обусловлены многочисленными причинами. Однако общим для всех исследованных нами элементов в осадочном цикле является концентрация их в глинистой части пород. Указанная особенность этих элементов позволяет считать, что для изучения закономер-

ностей распределения следует определять их содержание в первую очередь в глинистой части породы, а также в самой породе. Глинистые минералы, гидроокислы железа, марганца, составляющие в целом глинистую часть породы, являются своеобразными коллекторами малых элементов. Причем закрепление малых элементов на глинистых частицах происходит в основном в профиле выветривания и на путях миграции. Следует отметить также, что малые элементы весьма прочно закрепляются в структурах глинистых минералов (Stubikan, Roy, 1962).

На основании изложенного выше авторы считают, что элементы Ti, V, Cr, Ni, Co, Mn, Pb, Cu, Ga, Zn, Zr, адсорбированные глинистой составляющей, входящие в структурную решетку глинистых минералов или в состав устойчивых при выветривании минералов, могут служить показателями интенсивности химического выветривания, протекавшего в период образования осадочных толщ.

С целью устранения влияния постседиментационных изменений в древних отложениях, которые в какой-то мере могут изменить количественное содержание того или иного элемента, для характеристики физико-химических процессов, протекавших в период образования осадка, нами принимается величина соотношения некоторых химических родственных и генетически связанных элементов. Такими отношениями могут быть $Al_2O_3 : Ga$; $Ti : V$; $Mn : Ti$ и др.¹ Кроме того, характеристикой интенсивности химического выветривания может служить относительная концентрация малых элементов в глинистой части пород, которая определяется как частное от деления содержания данного элемента в глинистой части породы на его содержание в породе. Это соотношение мы называем коэффициентом концентрации элемента в глинистой части пород. Следует отметить, что предлагаемый нами коэффициент концентрации имеет более узкий смысл и не соответствует полностью понятию кларка концентрации (коэффициента концентрации), предложенному В. И. Вернадским и примененному А. Е. Ферманом (1953).

Исследование малых элементов нами было проведено на разрезах рек Кулюмбе, Кунгынахы, скв. 1 Дьявольской площади и Эстонии. Осадочные толщи указанных разрезов были изучены по методу литолого-формационного анализа. На основании последнего в данных разрезах на определенных стратиграфических уровнях были выделены относительно высокозрелые породы, указывающие на интенсивное развитие химического выветривания в соответствующий период. Для данных толщ как в карбонатных породах, так и в их глинистой части производилось определение малых элементов методом спектрального количественного анализа. Краткое описание данной методики, разработанной нами, приводится ниже.

МЕТОДИКА КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Химические методы анализа довольно трудоемки и продолжительны и для массового анализа на большое число элементов малоприспособлены. Эмиссионный спектральный анализ, обладающий высокой чувствительностью на большинство химических элементов, высокой производительностью и дешевизной, более эффективен для подобного рода исследований. Опубликованные в литературе методы определения микроэлементов, как правило, носят полуколичественный характер и не охватывают всей гаммы элементов.

¹ Al_2O_3 на Al нами не пересчитывается.

Нами разработана методика количественного определения группы элементов Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Pb, V, Zn, Ga, Cu, Zr в осадочных породах и глинистых фракциях. Задача одновременного количественного определения целой группы элементов, крайне различных по своим физическим и химическим свойствам, обладающих различной летучестью в пламени дуги и имеющих разные потенциалы ионизации, достаточно сложна. Различия в составе анализируемых образцов усложняют задачу. Все это обусловило повышенные требования к выбору оптимальных условий работы и соответствующей аппаратуры.

С целью получения хорошей воспроизводимости в работе использован метод просыпки пробы через горизонтальную дугу, стабилизированную током воздуха. Стабилизация дуги воздухом уменьшает зависимость интенсивности спектральных линий от химического состава анализируемых проб. В качестве прибора для введения проб в разряд и сжигания их использовалась полуавтоматическая приставка к спектрографу конструкции Ю. А. Колейкина, изготовленная в лаборатории. В качестве спектрального прибора использовался дифракционный спектрограф ДФС-8 с плоской дифракционной решеткой 600 штрихов/мм. Применение прибора с высокой разрешающей способностью оказало очень эффективное при определении малых количеств многих элементов, так как возрастает чувствительность анализа по сравнению с чувствительностью, достигнутой при работе на приборах средней дисперсии. Применение дифракционного спектрографа значительно облегчило выбор аналитических линий для количественного анализа. В таблице приведены аналитические линии определяемых элементов и интервалы концентраций, в которых они использовались.

Аналитические линии и интервалы концентраций определяемых элементов

Элемент	Аналитическая линия, Å	Интервалы определяемых концентраций, %	Элемент	Аналитическая линия, Å	Интервалы определяемых концентраций, %
Ti	2956,13	0,3 — 0,003	V	3183,98	0,01—0,0003
Pb	2833,07	0,01—0,0003	V	2924,03	0,1 — 0,001
Mn	2933,06	0,1 — 0,003	Cu	3273,96	0,01—0,0001
Cr	3015,19	0,01—0,0003	Cu	2824,37	0,3 — 0,03
Ni	3050,82	0,01—0,0003	Ga	2943,64	0,01—0,0003
Co	3453,51	0,01—0,0003	Zn	3345,57	0,3 — 0,003
Co	3086,78	0,3 — 0,003	Zr	3273,05	0,3 — 0,03

В качестве внутреннего стандарта при определении указанных выше элементов в образцах используется фон, который является хорошим гомологом аналитических линий.

Эталоны готовились смешением окислов, реже солей анализируемых элементов с основой, приближающейся к составу глинистых пород и фракций. Состав основы выбирался как средний на основании сопоставления большого количества химических анализов различных пород. Основа эталонов для анализа песчаных и глинистых пород и глинистых фракций содержала (в %): SiO₂—60; Al₂O₃—20; Fe₂O₃—10; MgO—4; K₂SO₄—3; Na₂SO₃—3. Необходимо было оценить, насколько сказывается отличие общего состава анализируемых проб от состава эталонных образцов на результаты анализа. Искусственно были приготовлены три серии проб, одна из которых на 65—70% состояла из кварца, другая содержала 55—60% железа, третья—35—40% алки-

миния. В эти пробы были введены V, Co, P, Ni. О характере ошибки, связанной с влиянием состава, можно судить по результатам анализа этих проб. Изменение содержания кремния и алюминия не оказывает большого влияния на результаты анализа. Однако повышенное содержание железа в пробах приводит к некоторому уменьшению интенсивности линий и занижению результатов (практически не встречаются пробы с содержанием Fe больше 10%).

ХОД АНАЛИЗА

Анализируемое вещество, измельченное до 200 меш, вводится в разряд с помощью полуавтоматической установки. Необходимая для анализа навеска вещества (150 мг) отбирается дозатором. Электроды угольные, расстояние между ними автоматически поддерживается — 4 мм. Ширина щели спектрографа ДФС-8; 0,02 мм. Сила тока в цепи

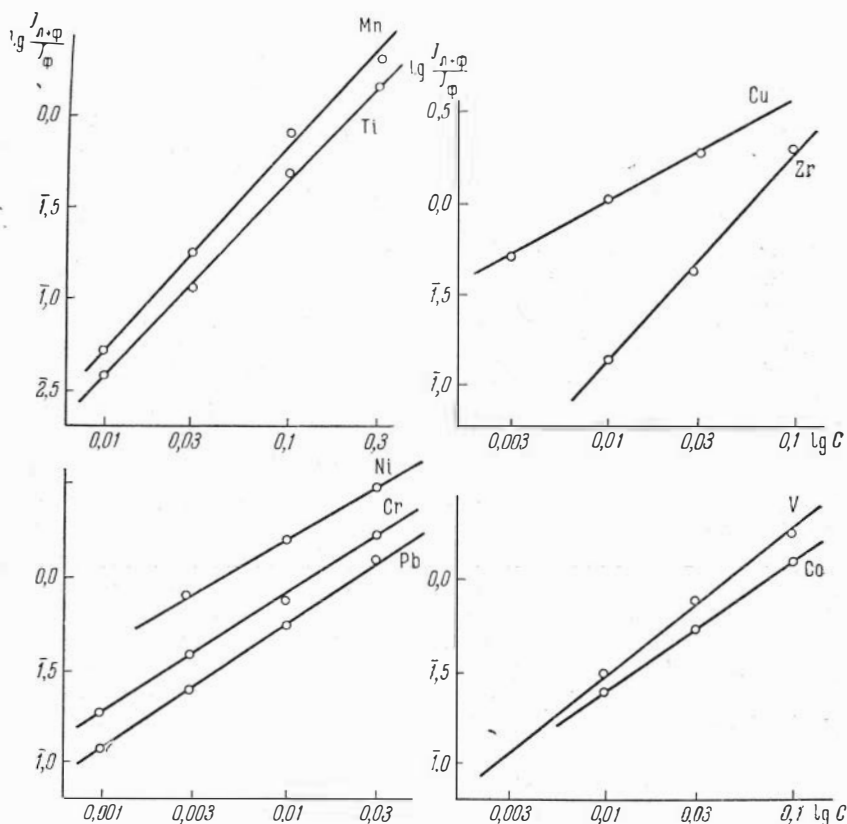


Рис. 1. Графики зависимости логарифма относительной интенсивности линий и фона от логарифма концентрации для определения Mn, Ti, Ni, Cr, Pb, Cu, Zr, V, Co

генератора ДГ-2; 20а. Скорость струи воздуха контролируется по манометру. Пластины СП-1, чувствительность 1,2 ед. ГОСТ. Анализ проводится по методу 3 эталонов, градуировочные графики строятся по результатам фотометрирования спектров эталонов в координатах $\lg I_{л}/I_{\Phi} - \lg C$, где $I_{л}$ — интенсивность линии определяемого элемента, I_{Φ} — интенсивность фона спектрограммы, C — концентрация элемента

в эталоне. Графики, построенные по эталонным образцам, приведены на рис. 1.

Чтобы охарактеризовать правильность разработанного метода, было сделано сопоставление результатов спектрального и химического анализов. Систематических расхождений между двумя методами не наблюдается. Вероятная ошибка двукратного определения 5,0—10,0% для различных элементов. Метод позволяет сделать около 150 количественных определений за один рабочий день.

* * *

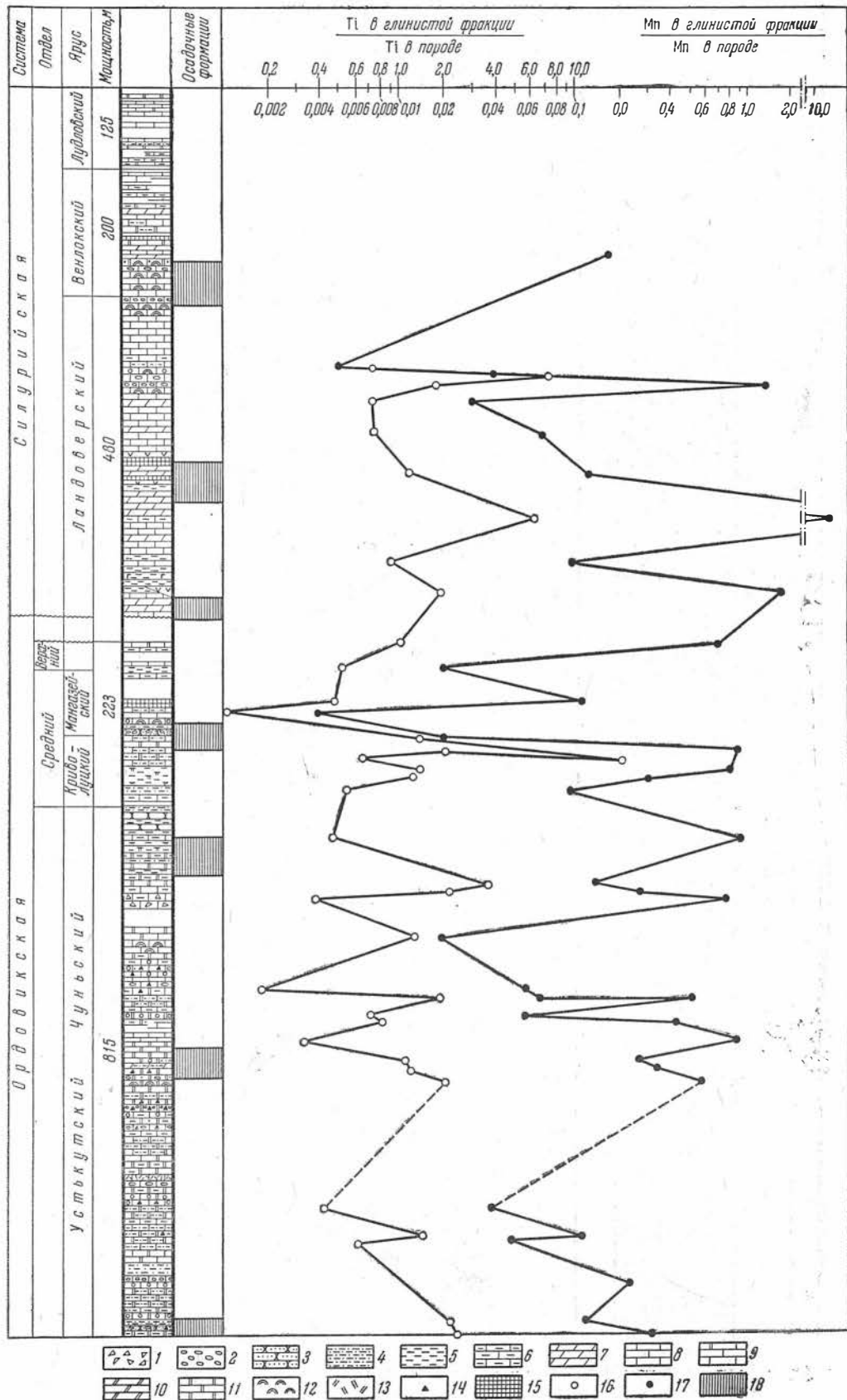
В результате количественного определения малых элементов в породах и их глинистой части изученных районов получены величины отношений $Al_2O_3 : Ga$; $Ti : V$; $Mn : Ti$, а также величины коэффициента концентрации малых элементов в глинистой части пород. При графическом построении полученных данных установлены определенные стратиграфические уровни, характеризующиеся максимальными значениями величин отношений $Al_2O_3 : Ga$; $Ti : V$; $Mn : Ti$, а также величин коэффициента концентрации малых элементов в глинистой части пород. Следует отметить, что уровни максимальных значений рассчитанных нами величин стратиграфически соответствуют уровням с повышенной зрелостью пород, хотя в некоторых случаях наблюдается весьма незначительное смещение максимальных значений величин отношений $Ti : V$; $Mn : Ti$ относительно уровней с наиболее высокой зрелостью пород. На приведенных графиках (рис. 2—5) горизонты высоkozрелых пород обозначены как границы или зоны перехода между осадочными формациями¹. Отмеченная закономерность позволяет считать, что возрастание величины коэффициента концентрации малых элементов в глинистой части пород и величин соотношения некоторых пар родственных элементов являются показателями усиления химического выветривания, протекавшего в период образования пород. Относительные изменения этих величин в разрезах показывают изменение интенсивности выветривания во времени. Полученные нами данные показывают, что в течение ордовика и силура наблюдалось многократное изменение интенсивности химического выветривания. Во всех исследованных районах (где имеются соответствующие отложения) усиление химического выветривания происходило на следующих стратиграфических уровнях: на границе кембрия и ордовика, в верхней части нижнего ордовика, в верхней части среднего ордовика, в средней части верхнего ордовика, на границе ордовика и силура, в низах средней части ландовери(?), на границе ландовери и венлока, в верхней части венлока, в верхней части лудлова (см. рис. 2—5).

Как известно по литературным данным (SpjeldnÆs, 1961), климат в ордовике и силуре не являлся стабильным, его изменения были

¹ Осадочной формацией в данном случае называется осадочная серия — термин, употреблявшийся во всех наших предыдущих работах.

Рис. 2. Изменение коэффициента концентрации Ti , Mn в глинистой части пород по вертикальному профилю разреза р. Кулюмбе

1 — брекчии; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки глинистые; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — известняки доломитизированные; 10 — мергели доломитизированные; 11 — доломиты; 12 — водоросли; 13 — детритус; 14 — окремнение; 15 — ороговикованные породы; 16 — коэффициент концентрации Ti в глинистой части породы; 17 — коэффициент концентрации Mn в глинистой части породы; 18 — зоны перехода между осадочными формациями



Отношение содержания малых элементов в глинистой фракции к содержанию в породе

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 200

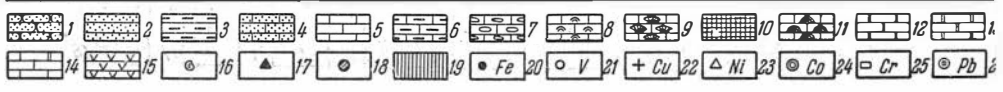
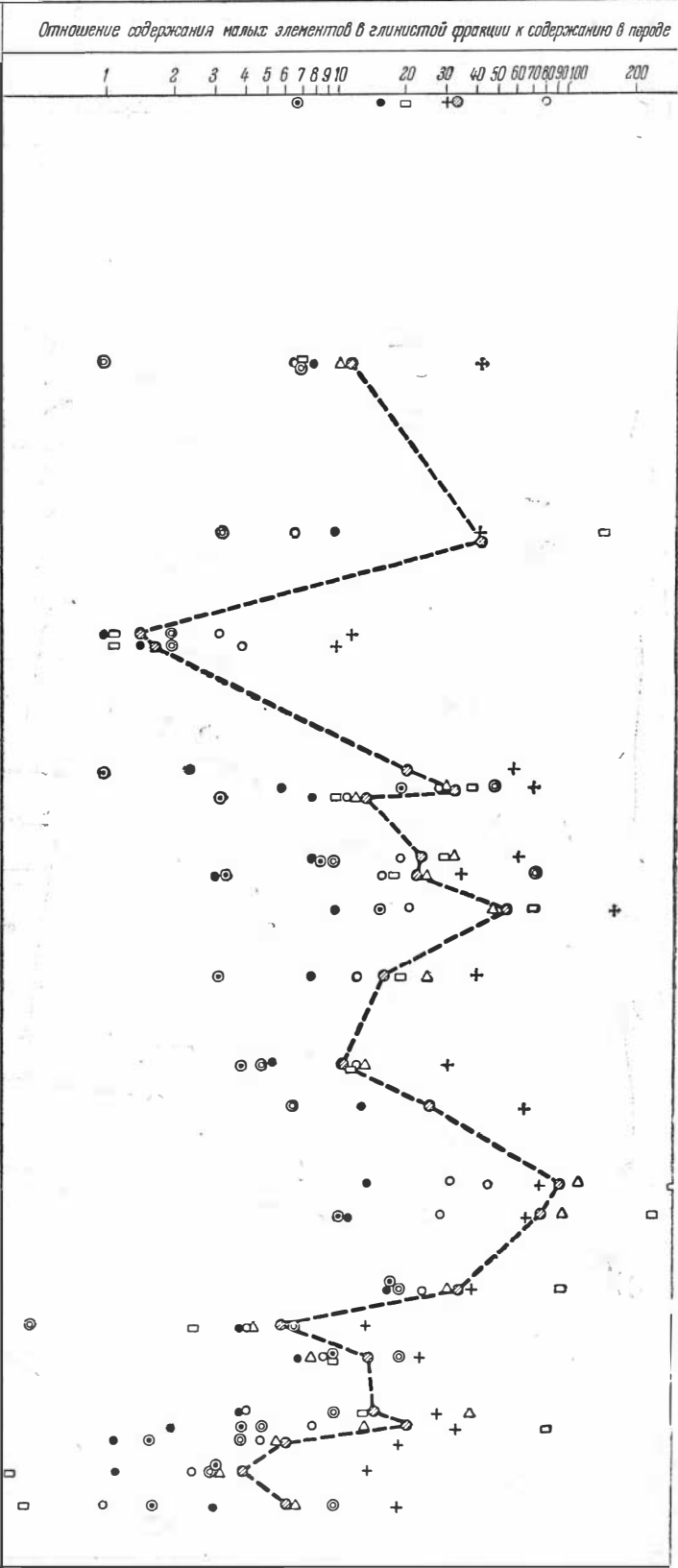
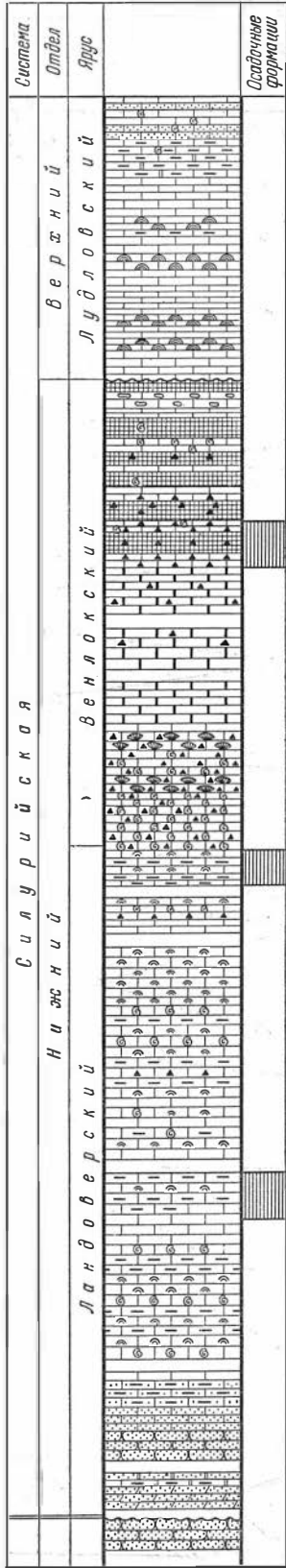


Рис. 3. Изменение коэффициента концентрации Fe, V, Cu, Ni, Co, Cr, Pb в глинистой части породы по вертикальному профилю разреза р. Кунтыкахи

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки песчаные; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — известковые конгломераты; 8 — известняки с органическим детритом; 9 — известняки органогенные коралловые; 10 — известняки органогенные строматопоровые; 11 — известняки водорослевые; 12 — известняки битуминозные; 13 — доломиты; 14 — доломитизированные известняки; 15 — гипс; 16 — фауна; 17 — окремнение; 18 — среднеарифметическая величина коэффициента концентрации суммы элементов Fe, V, Cu, Ni, Co, Cr, Pb в глинистой части породы; 19 — зона перехода между осадочными формациями; 20 — коэффициент концентрации железа в глинистой части породы; 21 — коэффициент концентрации ванадия в глинистой части породы; 22 — коэффициент концентрации меди в глинистой части породы; 23 — коэффициент концентрации никеля в глинистой части породы; 24 — коэффициент концентрации кобальта в глинистой части породы; 25 — коэффициент концентрации хрома в глинистой части породы; 26 — коэффициент концентрации свинца в глинистой части породы

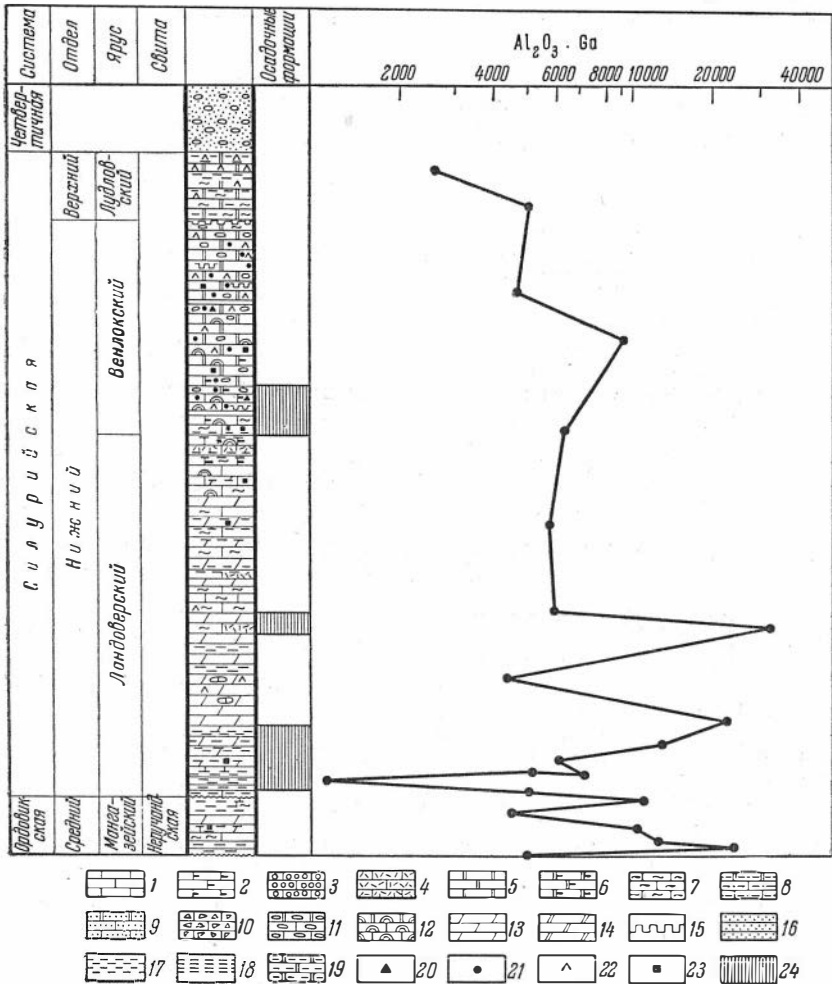


Рис. 4. Изменение величины отношения $Al_2O_3:Ca$ по разрезу скв. 1 Дьявольской площади

1 — известняки; 2 — известняки доломитистые; 3 — известняки оолитовые; 4 — известняки детритусовые; 5 — доломиты; 6 — доломиты известковистые; 7 — известняки глинистые; 8 — известняки и доломиты песчано-алевритистые; 9 — известняки и доломиты песчаные; 10 — известняки брекчированные; 11 — доломиты, известняки кавернозные; 12 — доломиты, известняки водорослевые; 13 — мергели; 14 — мергели доломитистые; 15 — стилолитовые швы; 16 — песчаники; 17 — аргиллиты; 18 — граптолитовые сланцы; 19 — глинисто-доломитистые сланцы; 20 — окремнение; 21 — битуминозность; 22 — загипсованность; 23 — пиритизация; 24 — зона перехода между осадочными формациями

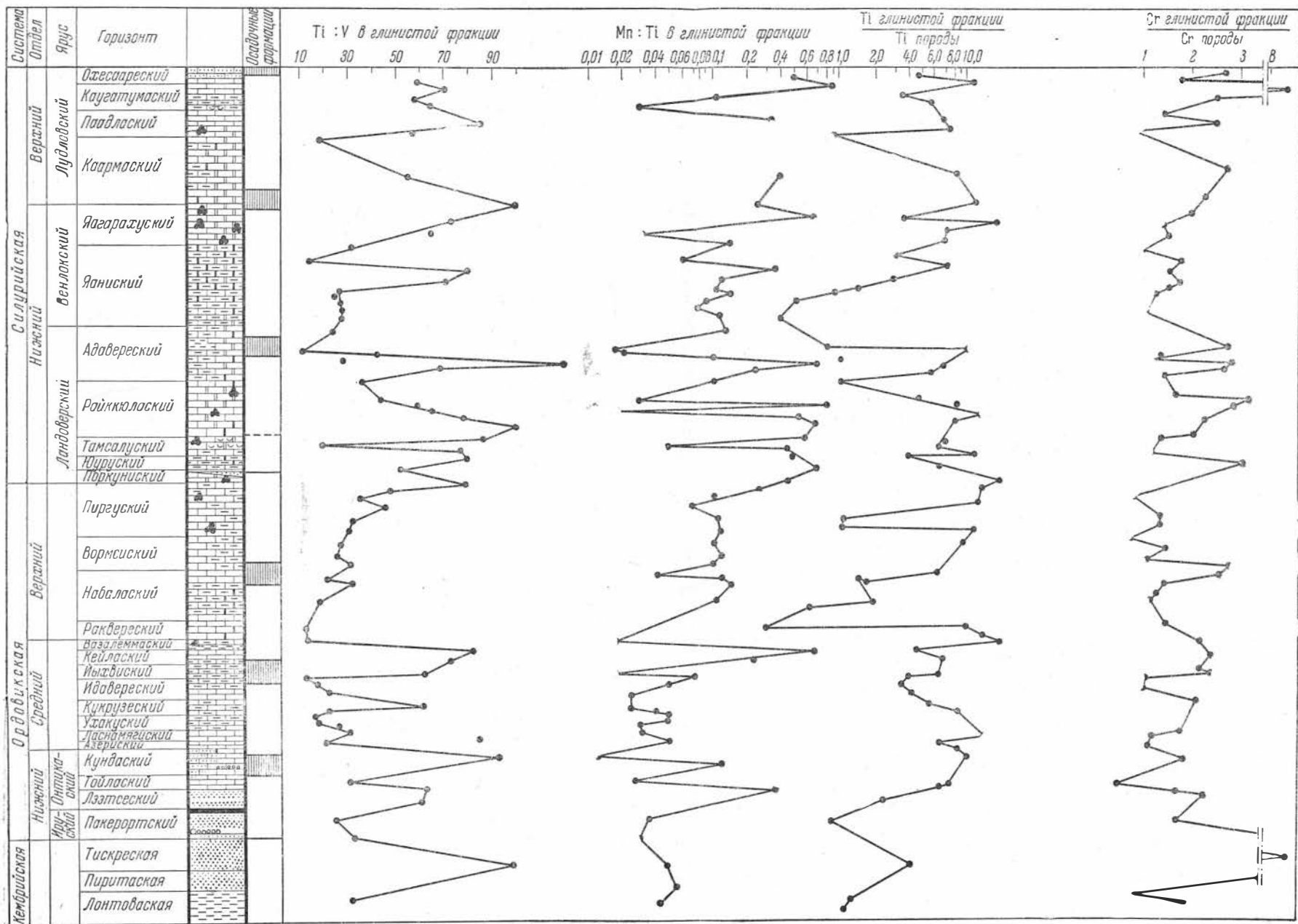


Рис. 5. Изменение величин $Ti:V$; $Mn:Ti$ и коэффициента концентрации Ti , Sr в глинистой части породы по вертикальному профилю разреза Эстонии
 1 — известняки; 2 — биоморфные известняки; 3 — мергели и мергелистые известняки; 4 — известняки и доломиты; 5 — доломиты; 6 — известняки с оолитами; 7 — известняки с биогемами; 8 — песчаные известняки; 9 — песчаники; 10 — конгломераты; 11 — глинвы; 12 — сланцы; 13 — результаты анализа; 14 — зона перехода между осадочными формациями



многочисленными, значительными и одновременными на территории Европы (в том числе Эстонии) и Северной Америки. Потепление климата происходило на границе кембрия и ордовика, в верхней части нижнего ордовика, в верхней части среднего ордовика, в средней части верхнего ордовика, на границе ордовика и силура, на границе ландовери и венлока (рис. 6). Следует отметить, что установ-

Рис. 6. Изменение климата в ордовике и силуре, по данным Spjeldnæs (1961)

ленные нами стратиграфические уровни интенсивного химического выветривания очень хорошо совпадают с периодами потепления климата, установленными Спилднесом (1961).

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Очерк геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1957.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. Госгиптогиздат, 1959.
- Катченков С. М. Распределение малых химических элементов в осадочных породах и нефтях. Автореф. дисс., 1963.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. М.—Л., 1959.
- Ферсман А. Е. Месторождения редких и малых металлов СССР. М.—Л., 1939.
- Ферсман А. Е. Избранные труды, т. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Adams I. A. S. a. Weaver C. E. Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies.—Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 42, N 2, 1958.
- Dean R. S., Webber G. R. Subdivision of Lorraine and Richmond Groups of Quebec by elemental analyses of calcareous strata.—Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 45, N 10, 1961.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Graff D. Z. Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate Rocks, p. III.—Min. Elements Distribution, 1961.
- Keith M. L., Degens E. T. Geochemical Indicators of Marine and Fresh-Water Sediment.—Researches in Geochemistry, 1959.
- Short M. N. Geochemical variations in our residual soils.—J. Geol., 69, N 5, 1961.
- Spjeldnæs N. Ordovician climatic zones Reprint from Norssk.—Geologisk Tidsskrift, 41, p. 1, 1961.
- Stoch L. Titanium in kaolinite clays.—Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr., 9, N 3, 1961.
- Stubifan V., Roy R. Boron substitution in synthetic mica and clays.—Amer. Min., 47, N 9—10, 1962.
- Turekian K. K., Carr M. H. The Geochemistries of Chromium, Cobalt and Nickel.—Rep. Twenty-First Session Norden, p. 1, Geochemical Cycles, Copenhagen, 1960.

С. С. Сухорукова

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ СУГЛИНКОВ И ГЛИН ПОЙМЫ ОБИ

В настоящее время глинистые минералы аллювиальных отложений изучены совершенно недостаточно. Однако изучение минерального состава глинистой фракции суглинков и глин поймы позволяет подойти к решению вопросов изменения состава глинистых минералов в процессе переноса; дает возможность решить, насколько отличается по составу глинистый материал, приносимый боковыми притоками; выяснить, существует ли различие между глинистыми минералами притеррасной, внутренней и притеррасной частями поймы. Характерные диагенетические изменения, отмеченные в пойменных и старичных суглинках, подводят к вопросу о том, как изменяются глинистые минералы в восстановительных условиях старичных водоемов и в окислительных условиях поймы с сильно выраженными почвообразовательными процессами.

Для решения этих вопросов авторами проводились оптическое исследование глинистой фракции на микроскопе Мин-8 с помощью фазово-контрастного устройства КФ-4, рентгеноструктурный фазовый анализ, электронографический (микродифракция) с электронномикроскопическим на микроскопе ИЕМ-5С. Рентгеноструктурный анализ образцов выполнен в ИГиГ СО АН СССР Т. Н. Григорьевой. Съемка образцов, ориентированных, а также обожженных при $t=550^{\circ}\text{C}$ и насыщенных этиленгликолем, проводилась на дифрактометре УРС-50ИМ при $I=10\text{ ма}$, $V=37\text{ кВ}$, Си-антикатод, с фильтром. Изучение глинистых минералов под электронным микроскопом было проведено сотрудником Института катализа И. А. Рыжаком. При расшифровке данных электронографии большая помощь была оказана Б. Дзевицким. Всем перечисленным товарищам автор выражает свою глубокую благодарность.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗУЧЕННЫХ СУГЛИНКОВ И ГЛИН ПОЙМЫ

Материалом для исследования послужили образцы пойменных и старичных отложений, отобранные в долине Оби на участке от с. Молчаново (устье р. Чулым) до с. Прохоркино (устье р. Тым). Доступные изучению естественные обнажения дают возможность получить полное представление о строении верхней части аллювиальной толщи. Не останавливаясь на детальном фациальном анализе, следуя Е. В. Шанцеру (1951), можно сказать, что она представлена отложе-

Характеристика глинистой фракции

Исученные поперечные разрезы поймы	Старичные суглинки					
	№ обр.	Элемент поймы	% содержания фракции 0,002 мм	Число пластичности	Данные микроскопического изучения глинистой фракции	Результаты рентгеноструктурного анализа
Вертикос — Усть-Тым	51	I	13	15,5	Гидрослюда, хлорит, кварц Гидрослюда, хлорит, кварц Гидрослюда, каолинит, кварц	
	54	II	19	15,7		
	56	II—III	14	15,2		
Усть-Тым — Карга	60	I—II	16	18,3	Гидрослюда, сложные агрегаты гидрослюды и хлорита, каолинита, гидроокислы железа, кварц	Хлорит, гидрослюда, кварц
Каргасок — Минзуркино — Нарым	66	II	15	18,5	Гидрослюда, хлорит, кварц Хлорит, кварц Гидрослюда, органическое вещество, кварц Гидрослюда, органическое вещество, кварц	Хлорит, гидрослюда Хлорит, гидрослюда
	мон 60	II—III	13	23,6		
	69					
70		22	18,1			
Колпашево — Усть-Нярга	74	III	9	10,6	Гидрослюда, гидроокислы железа, кварц	
Коломяно	80	I	14	15,8	Гидрослюда, хлорит, кварц Хлорит в виде радиальнолучистых частиц, гидрослюда, кварц	Хлорит, гидрослюда
	82	III	22	23,5		
Могочин — Усть-Чулым	88	III	32	27,8	Хлорит, гидрослюда, кварц	Хлорит, гидрослюда
Усть-Чулым	98	I	11	14,7	Хлорит, гидрослюда, органическое вещество, кварц	Хлорит, гидрослюда Хлорит, гидрослюда
	101	II—III	30	32,6		
	103	III	10	19,8		

Примечание. I — приречная, II — внутренняя, III — притеррасная части поймы.

ниями пойменных и старичных фаций приречной, внутренней и притеррасной частей поймы. Эти пойменные сегменты разновозрастны. Притеррасная часть древнее, чем внутренняя часть поймы, и еще древнее, чем приречная. Отложения пойменных и старичных фаций сложены главным образом суглинистыми и глинистыми породами, изучению которых уделялось основное внимание. Русловые фации в виде отложений прирусловых отмелей играют небольшую роль в изученных разрезах поймы.

Пойменные суглинки, формировавшиеся в окислительных, в основном субаэральных условиях, бурые, коричнево-бурые, слоистые и мелкокомковатые, макропористые, сильно ожелезненные, обогащенные растительными остатками, мусковитом и биотитом. Старичные суглинки, образовавшиеся в восстановительных, субаквальных условиях,—

Пойменные суглинки							
Относительные размеры кристаллитов	№ обр.	Элемент поймы	% содержания глинистой фракции	Число пластичности	Данные микроскопического изучения глинистой фракции	Результаты рентгеноструктурного анализа	Относительные размеры кристаллитов
34,3 62,0—53,4— 50,5	55	II—III	14	22,8	Хлорит, гидрослюда, органическое вещество, гидроокислы железа, кварц		56,4
45,7 34,2	61 62 63	I—II I—II III	8 15 9	15,3 21,8 17,0	Хлорит, органическое вещество, кварц Гидрослюда, сложные агрегаты гидрослюды и хлорит, кварц	Хлорит, гидрослюда, кварц Хлорит, гидрослюда Хлорит, гидрослюда, каолинит	
68,5 36,4 43,9	67	II	10	13,0	Гидрослюда, хлорит, гидроокислы железа, кварц		50,5— 55,0
66,2							
69,0—66,2— 64,0	81 83	I III	15,0 5	17,2 23,5	Хлорит, гидрослюда, кварц Гидрослюда, хлорит, гидроокислы железа, кварц	Хлорит, гидрослюда	66,2
85,3	89	III	5	26,1	Хлорит, гидрослюда, кварц	Хлорит, гидрослюда	80,0
33,1 71,0 71,0	99	I	6	17,2		Хлорит, гидрослюда	36,9

темно-серые, голубоватые, слоистые или монолитные с редкими макропорами, иногда мелкокомковатые, с вивианитом, растительными остатками и мусковитом. Полевые наблюдения показали, что старичные суглинки повсеместно лишены биотита, а в лежащих выше пойменных суглинках присутствует и биотит, и мусковит. При микроскопическом изучении выяснилось, что биотит в старичных суглинках есть, но он расщепляется, разбухает, осветляется с соответствующим понижением двупреломления. В пойменных отложениях процессы гидратации, разложения, расщепления биотита выражены неясно, но преобладает процесс аккумуляции гидроокислов железа.

По гранулометрическому составу породы относятся к средним и тяжелым суглинкам, легким, средним глинам. Количество частиц размером $< 0,002$ мм по результатам гранулометрического анализа, выполненного ареометрическим способом с предварительным кипяче-

нием в NH_4OH , изменяется от 3 до 32%. Наибольшее количество глинистых частиц содержат суглинки и глины притеррасной части поймы (см. таблицу).

Изучение шлифов пойменных и старичных суглинков и глин показало, что глинистая составляющая бурого, светло-желтого цвета, имеет беспорядочную текстуру, чешуйчатую структуру. Показатель преломления глинистых частиц больше канадского бальзама, двупреломление низкое или повышенное. Часто отмечается изменение текстуры глинистого вещества, появление ориентированных агрегатов, передвижение глины по порам и трещинам. Наибольшее преобразование глины отмечается в суглинках притеррасной части. Участки глины ориентированной текстуры имеют ясный плеохроизм до темно-бурого цвета, двупреломление невысокое или повышенное (цвета интерференционных окрасок от желто-серых до желто-оранжевых), погасание прямое. Глинистая фракция пойменных суглинков отличается сильной ожелезненностью с соответствующим повышенным показателем преломления и повышенным двупреломлением.

Для пойменных и старичных суглинков были получены в поле на образцах естественной влажности характеристики пределов и числа пластичности методом А. М. Васильева. Пластичность, как известно, определяется гранулометрическим, минеральным составом и содержанием органического вещества. Для изученных пород обнаруживается прямая зависимость между числом пластичности и содержанием глинистой фракции (см. таблицу). Число пластичности суглинистых пород изменяется от 7 до 16,9; глинистых — от 17,6 до 32,6. Для пойменных сильно ожелезненных мелкокомковатых суглинков наблюдается несоответствие числа пластичности содержанию глинистой фракции, которая снижена до 5,6%. Это можно объяснить тем, что глинистые частицы в этих образцах скоагулированы в крупные агрегаты. Пределы колебаний числа пластичности (от 7 до 32,6 даже при наличии органического вещества) дали возможность предположить гидрослюдистый состав глинистых минералов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Результаты рентгенографического и оптического исследований показали однообразие состава глинистой фракции старичных и пойменных суглинков (см. таблицу).

В глинистой фракции содержится много гидрослюды диоктаэдрического типа, сильно гидратированной, $d=10,15; 4,53; 4,31; 3,36 \text{ kX}$. Отмечается также хлорит с четкими рефлексами, хорошо окристаллизованный, $d=14,02; 7,20; 2,609; 2,408 \text{ kX}$, при насыщении этиленгликолем значения $d(001)=14,02 \text{ kX}$, не увеличиваются. Встречается каолинит ($d=7,20; 4,31; 1,557 \text{ kX}$), рефлексы которого исчезают при отжиге 550° .

Оптическое изучение ориентированных агрегатов глинистых частиц показало преобладание гидрослюдистых частиц с сильным плеохроизмом, прямым погасанием: $n'_p=1,550—1,555$; $n'_g=1,570—1,579$; $n'_g-n'_p=0,020—0,024$.

Хлоритовые агрегаты неплеохроирующие или слабо плеохроирующие с низким двупреломлением $n'_g=1,566$. В суглинках из с. Могочино, ниже устья р. Чулым, обнаружено большое количество «полуокатанных» частиц радиальнолучистого хлорита с волнистым и крестообразным погасанием, с $n'_g=1,560—1,570$. В районе с. Усть-Тыма и с. Коломино в глинистой фракции встречены агрегаты, внутренняя часть которых сложена хлоритом, а внешняя гидрослюдой. В небольшом количестве отмечается каолинит в виде мельчайших зерен.

В глинистой фракции много кварца, представленного отдельными изометричными зернами или скоплениями их. В глинистой фракции встречено довольно много гидроокислов железа, особенно в пойменных образцах, где они образуют округлые и округло-лапчатые частицы с очень высоким преломлением и красноватыми внутренними рефлексами. Присутствует значительное количество органического вещества в виде слегка коричневатых зерен.

Оптическое изучение глинистой фракции показывает, что в одних образцах больше хлорита (Усть-Тым, Мизуркино, Усть-Чулым), в других — гидрослюды (Вертикос, Карга, Каргосок, Коломино, см. таблицу).

Необходимо отметить, что достоверность результатов оптического изучения намного увеличивается при применении контрастно-фазового устройства. Теория метода и результаты его применения рассматриваются Э. В. Шпольским (1947), Н. М. Меланхолиным (1955) и Ю. А. Черкасовым (Черкасов, Хрулева, 1963). О возможности применения фазово-контрастного метода при определении состава минералов глинистой фракции подробно и убедительно пишет Пиллер (Piller, 1952).

Результаты проведенных исследований показали, что оптическое определение глинистых минералов хорошо согласуется с данными рентгеноструктурного анализа (см. таблицу). Кроме того, оптические наблюдения дополняют результаты рентгеноструктурного анализа сведениями о содержании гидроокислов железа, органического вещества, о частицах радиальнолучистого хлорита, о хлорито-гидрослюдистых агрегатах. Таким образом, можно присоединиться к выводу Пиллера о возможности и необходимости применения метода фазового контраста для микроскопического определения глинистых минералов.

Морфология и размеры частиц глинистых фракций изучались на электронном микроскопе ИЕМ-5С при увеличении от 8500 до 17 000 раз. Применялся метод исследования водной суспензии, которая диспергировалась ультразвуком при $V=0,8$ *мл/герц* в течение 30—60 *сек.* Половина препаратов была приготовлена из образцов естественной влажности, в этих образцах время диспергации было наименьшим, так как агрегация в них пониженная.

Размеры наблюдаемых частиц колеблются от 0,1 до 1,5—2 μ , частицы очень четкие, полупрозрачные, непрозрачные, форма изометричная, неправильно-агрегативная. Характерной особенностью является округленная, полуокругленная или полууголоватая форма глинистых частиц, сглаженность всех углов, их значительная «окатанность». В небольшом количестве встречаются щепковидные частицы. Полууголоватая, угловатая форма частиц отличает образцы 60, 79 Нарымского разреза. Частицы 0,5 μ и меньше, полупрозрачные, округленные, полуокругленные предположительно относятся нами к гидрослюде, сильно гидратированной, разрушенной. Более крупные непрозрачные, полууголоватые частицы, возможно, принадлежат хлориту и кварцу. Веретенообразные частицы характерны, видимо, для кварца; встречены длинные трубчатые кристаллы галлуазита. В пойменных образцах хорошо видны гидроокислы железа в виде мелких округлых частиц, соединенных в цепочки.

Электронномикроскопические исследования указывают на исключительное однообразие морфологии глинистых частиц на протяжении изученного участка. Однако между суглинками приречной, внутренней и притеррасной частей поймы выявляется разница в размерах глинистых частиц. Глинистая фракция приречной части отличается преобладанием частиц 0,1—0,3 μ . Частицы пород внутренней части имеют размеры около 1 μ и немного меньше. В глинистой фракции

притеррасной части преобладают частицы размером от 1—1,5 до 2 μ . Таким образом, имеется тенденция к укрупнению частиц от приречной к притеррасной частям поймы. Эта тенденция очень отчетливо выражена в разрезах до впадения р. Тым и ниже, менее ясно — в районе р. Чулым.

Параллельно с электронномикроскопическим методом применялся электронографический метод исследования образцов. Для каждого просмотренного образца на микроскопе ИЕМ-5С были получены микродифракционные картины поликристаллического вещества в виде концентрических колец, часто дискретных с большим количеством точечных рефлексов монокристалла. Диаметры соответствующих концентрических колец на всех имеющихся электронограммах практически равны и отличаются лишь шириной дифракционных линий. Известно (Пинскер, 1954; Звягин, 1956), что ширина линии характеризует **размеры** кристаллитов или монокристалльных блоков, слагающих поликристаллическое вещество, хотя она обусловлена также и инструментальными условиями съемки (шириной электронного пучка). Поскольку наши образцы снимались при одинаковых условиях, представляется возможным сравнивать их по ширине дифракционных линий. Измерив ширину линии¹, можно оценить размер кристаллитов, по следующей формуле: $x = n\lambda/B$, где x — размер кристаллитов, в Å ; $n\lambda$ — постоянная прибора, вычисленная с помощью электронограммы от NaCl; B — ширина линии, в мм. Так как при вычислении нами не учитывалась инструментальная ошибка, вычисленные величины кристаллитов принимаются нами без размерностей (в Å), считаются величинами условными, пригодными для относительного сопоставления и сравнения. Для каждого образца одновременно при одинаковых условиях съемки было получено несколько электронограмм. Подсчет величины кристаллитов показал небольшой разброс их значений (см. таблицу). Например, для обр. 82 величина кристаллитов изменяется от 64 до 69, для обр. 67 — от 50,5 до 55,0, для обр. 56 — от 50,5 до 62. Таким образом, поликристаллическое вещество глинистой фракции каждого образца характеризуются определенной средней величиной слагающих его кристаллитов. Это подтверждается также тем, что глинистые частицы образцов, отобранные из одного обнажения с разной высоты над урезом воды, один из которых относится к старичной, другой — к пойменной фации, имеют удивительно близкую величину слагающих кристаллитов. Для примера можно указать следующие пары образцов:

98 и 99	имеют	относительные	размеры	кристаллитов	33,1 — 36,9
88 и 89	»	»	»	»	85,3 — 80,0
82 и 83	»	»	»	»	66,2 — 66,2
69 и 70	»	»	»	»	36,4 — 43,9
55 и 56	»	»	»	»	56,4 — 53,4

Полученные данные указывают, что при однообразии минерального состава глинистой фракции относительная средняя величина кристаллитов изменяется в зависимости от местоположения образца на пойме.

Глинистые минералы приречной части поймы имеют наименьший размер кристаллитов 33,1—36,9 (обр. 98, 99, мон. 58), внутренней части — 50,5—55,0 (обр. 60, 67, 55, 56), притеррасной части имеют наибольший размер кристаллитов: от 66 до 85,3. Величина кристалли-

¹ Измерение ширины линии производилось на компараторе ИЗА-2. Дополнительно дифракционные линии некоторых образцов были проанализированы на регистрирующем фотометре. Результаты измерений, полученные двумя способами, хорошо согласуются.

тов приречной части поймы в 2—3 раза меньше той же притеррасной части поймы. Таким образом, отчетливо выявляется тенденция к укрупнению кристаллитов от приречной к притеррасной частям поймы. К полученным данным об относительных размерах кристаллитов следует отнестись очень осторожно, так как изученная глинистая фракция полиминеральна (гидрослюда, хлорит, кварц). Поэтому для выявления всех особенностей данного явления необходимы исследования, но на существование такой тенденции следует обратить внимание.

* * *

Данные рентгеноструктурного, оптического и электронномикроскопического исследований показывают, что минеральный состав глинистой фракции в целом однообразен на протяжении изученного участка Оби. Глинистая фракция представлена примерно равными количествами хлорита и гидратированной гидрослюда с небольшой примесью каолинита и галлуазита. В ней содержится довольно много кварца, гидрокислов железа и органического вещества. Большая часть глинистых минералов, вероятно, была принесена в виде обломочных частиц, о чем свидетельствуют беспорядочные текстуры, чешуйчатые структуры пород и исключительная «окатанность» частиц хлорита и гидрослюда, приобретенная, видимо, в результате длительного переноса и неоднократного перетолжения глинистых минералов. Наряду с обломочными глинистыми минералами в суглинках присутствует диагенетическое глинистое вещество, выполняющее поры и трещины и преобразованное в ориентированные агрегаты. К числу диагенетических образований, вероятно, следует отнести хорошо окристаллизованный галлуазит. Однообразие состава глинистых минералов указывает, что крупные притоки Оби: Кеть, Порабель, Васюган, Тым — приносят однотипный глинистый материал. Некоторое изменение количественных соотношений минералов — преобладание хлорита и радиальнолучистое строение его агрегатов, не свойственное для других участков, наблюдается в суглинках ниже устья Чулыма.

Однообразный материал поступает в старичные водоемы и на пойму. Дальнейшее его существование протекает в резко различных условиях. Фациальные изменения вещественного состава суглинков особенно наглядно отражают слюды. Так, старичные суглинки отличаются от пойменных ясно выраженными процессами гидратации разложения, расщепления биотита.

Возможно, что сильно разрушенная гидратированная гидрослюда в глинистой фракции является частично результатом тех же процессов гидратации, расщепления и разложения слюд, которые наблюдаются в алевритовых частицах. К сожалению, доказательств степени разрушенности и гидратации гидрослюды из старичных и пойменных суглинков отметить не удалось. Данные электронографии об относительном изменении размеров кристаллитов глинистых частиц указывают, что в течение времени (в течение периода формирования поймы) происходит укрупнение кристаллитов в 2—3 раза, а при электронномикроскопическом изучении отмечено увеличение размеров глинистых частиц.

Таким образом, в молодых пойменных и старичных суглинках, богатых органическим веществом, отчетливо видно преобразование глинистого вещества. В наиболее глинистых и древних породах притеррасной части поймы более всего отмечается укрупнение кристаллитов, передвижение глинистых частиц по порам и трещинам, образование ориентированных агрегатов. Менее заметно влияние фациальных условий на изменение глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Звягин Б. Б. Определение глинистых минералов методом электронографии.— В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3-4, 1956.
- Меланхолин Н. М. Применение метода фазового контраста к измерению показателей преломления минералов.— В сб. «Исследование минерального сырья». ВИМС, 1955.
- Пинскер З. Г. Электронографическое и электронномикроскопическое исследование глинистых минералов.— Труды Ин-та геохимии и аналитической химии АН СССР, 10, 1954.
- Черкасов Ю. А., Хрулева Г. А. Применение метода фазового контраста к измерению показателей преломления минералов.— В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
- Шанцер Е. В. Аллювий рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит.— Труды ИГН АН СССР, вып. 135, геол. серия, (55), 1951.
- Шпольский Э. В. Новые методы в микроскопии.— Успехи физич. наук, 32, вып. 3, 1957.
- Piller H. Die Phasenkontrastmikroskopie als Hilfsmittel zur Bestimmung fein körniger, speziell dünner transparenter Minerale.— Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 3, 1952.

З. Я. Сердюк, Н. П. Роевко

МИНЕРАЛОГИЯ ГЛИН КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ БАРЛАКСКОГО РАЙОНА (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В 1961 г. литолого-петрографической партией НТГУ проводились исследования образцов глин, отобранных из структурного элювия коры выветривания, развитой в Барлакском районе Новосибирской области. В задачу исследований входило изучение минерального и гранулометрического состава этих глин.

Район развития данной коры выветривания тяготеет к северо-западной окраине Предсалаирского плато, переходящего постепенно в Западно-Сибирскую низменность. Кора выветривания широко развита здесь как по метаморфическим породам инской серии, так и по гранитам Барлакского и Кольванского массивов. Климат времени формирования коры выветривания был ближе к гумидному. Возраст коры выветривания большинством геологов датируется как мел-палеогеновый, причем основное формирование ее приходится на палеоген.

Внешний облик пород коры выветривания, их минеральный и гранулометрический состав во многом зависят от исходных материнских пород. Так, структурный элювий метаморфических пород инской серии представлен белыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми, желтоватыми глинами, глинистыми алевролитами и песками. Такой структурный элювий образовался за счет выветривания биотитовых сланцев, пироксеновых и биотитовых роговиков. Для этих пород пестроцветный элювий не характерен.

Многочисленные результаты анализов гранулометрического состава глин структурного элювия метаморфических пород показывают высокое процентное содержание фракции $< 0,01$ мм и незначительное — фракции $> 0,1$ мм (10—20%).

Минеральный состав фракции $> 0,01$ мм представлен в основном кварцем и каолинизированными полевыми шпатами. Среди аксессуарных минералов распространены: ильменит, турмалин, ставролит, гранат, апатит, рутил, циркон, дистен, сфен и некоторые другие. Из аутигенных следует отметить пирит, лимонит, реже сидерит и барит.

Минеральный состав глинистой фракции изучался различными методами: микроскопическим, рентгеноструктурным, электронномикроскопическим и термическим. В результате проведенных исследований было выявлено, что минеральный состав глин структурного элювия метаморфических пород инской серии определяется в основном гидрослюдой и реже каолинитом, монтмориллонитом. Последние два минерала обычно присутствуют в виде примеси с гидрослюдой и реже слагают мономинеральные глины.

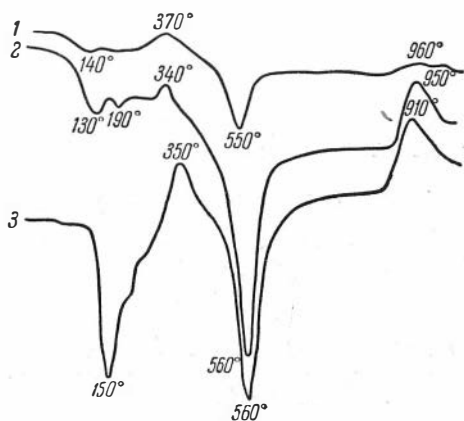
Ориентированные агрегаты гидрослюдистых глин размером $< 0,001$ мм имеют чаще щепковидную, веретеновидную и реже пакетовидную или сноповидную формы. Показатели преломления колеблются по $n'_g = 1,572 - 1,578$, а по $n'_p = 1,548 - 1,563$; $n'_g - n'_p = 0,024 - 0,015$. Примесь каолинита несколько снижает показатели преломления и двупреломление гидрослюдистых глин, а контуры агрегатов становятся нечеткими, размазанными.

В случае примеси монтмориллонита происходит значительное снижение показателей преломления, но двупреломление остается высоким. Агрегаты ориентированных частиц приобретают пакетовидную форму и параллельноволокнистое строение.

Оптические свойства агрегатов, их форма и строение во многом зависят от количественного содержания минералов-примесей. Проявляются четче те свойства в ориентированных агрегатах, какого минерала в глине больше.

Тонкодисперсная примесь гидроксидов железа или титана повышает показатели преломления глинистых минералов и снижает их двупреломление. Примесь

Рис. 1. Кривые нагревания глин структурного элювия метаморфических пород
1 — обр. 1118, гидрослюда; 2, 3 — обр. 1117 и 1020, гидрослюда с примесью каолинита



галлуазита встречается в этих глинах очень редко и фиксируется только на электронномикроскопических снимках.

Кривая нагревания мономинеральной гидрослюдистой глины имеет первую слабую эндотермическую остановку при 140° ; вторая эндотермическая остановка, связанная с потерей гидроксильной группы и частичным разрушением решетки, имеет максимум при 550° ; третья эндотермическая остановка очень слабая, при $850-900^\circ$, она отражает разрушение структуры минерала и переходит в слабую экзотермическую реакцию при 960° (рис. 1, обр. 1118).

Если гидрослюдистая глина содержит примесь монтмориллонита, то на кривой нагревания при прочих одинаковых эффектах отмечается глубокий эндоэффект при 150° . Он по своей глубине равен второму эндоэффекту, а иногда даже глубже его. Наличие хорошо выраженного экзотермического эффекта при $910-950^\circ$ свидетельствует о примеси каолинита (см. рис. 1, обр. 1117 и 1020). Морфология кристаллов гидрослюда хорошо видна на электронных снимках (рис. 2, обр. 1118 и 1020).

Структурный элювий гранитов Барлакского массива не имеет широкого распространения. Мощность его более 40 м. Он представлен пестроцветными глинами (белые, розовые, кирпично-красные, желтые, фиолетовые и даже синие). Густота окраски глин возрастает в верхних частях коры выветривания и снижается в нижней ее части. Так, в зоне каменного структурного элювия (по В. П. Казаринову) глины имеют более светлую окраску. Гранулометрический состав глин структурного элювия гранитов резко отличается от такового сланцев. В его составе преобладающей является фракция > 1 мм, состоящая из зерен кварца и выветрелых зерен полевых шпатов. Такой же состав имеет и фракция $0,01-1,0$ мм. Среди аксессуарных минералов постоянно присутствуют: циркон, монацит, ксенотим, топаз, ильменит и магнетит.

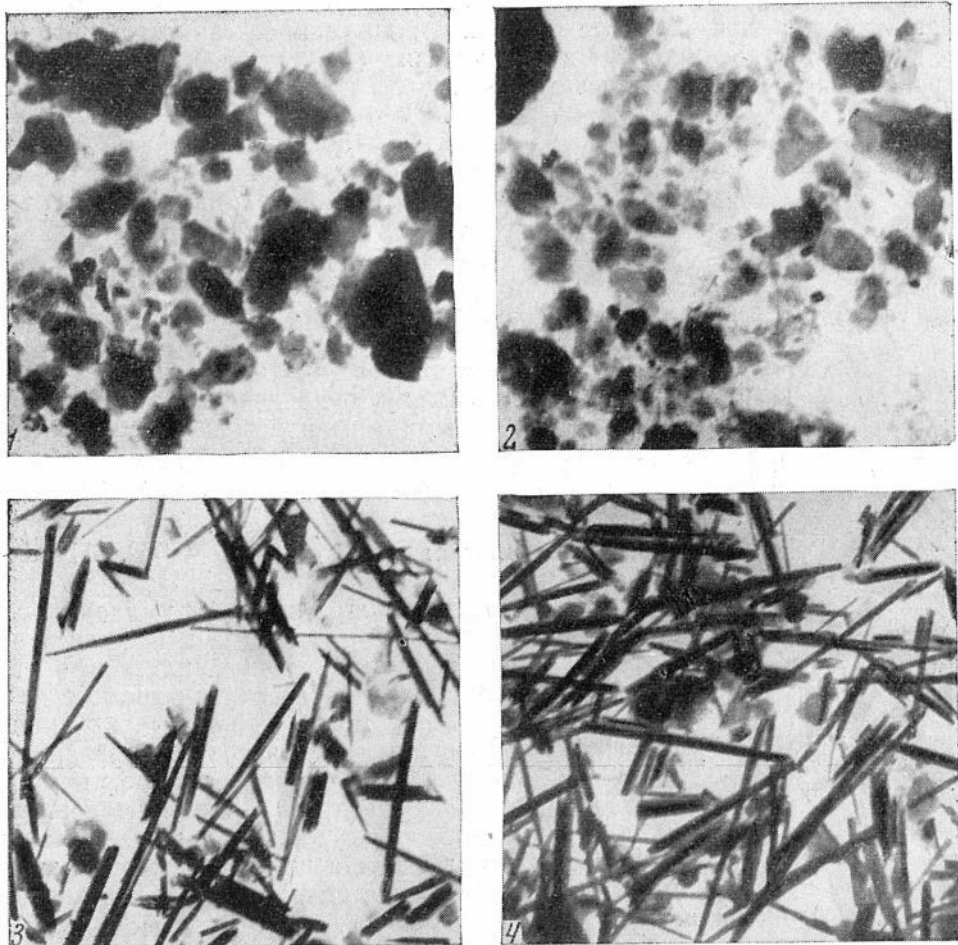


Рис. 2. Глинистые минералы из структурного элювия метаморфических пород (обр. 1118, 1020) и гранитов (обр. 10, 1199)
 1 — обр. 1118, гидрослюда; 2 — обр. 1020, гидрослюда с примесью монтмориллонита; 3 — обр. 10, галлуазит; 4 — обр. 1199, галлуазит с примесью гидрослуды

Реже встречаются турмалин, флюорит, рутил, анатаз, апатит и другие.

Очень часто среди минералов тяжелой фракции распространен в большом количестве биотит (иногда до 92%). Для него характерно присутствие плеохроичных «двориков», в центре которых нередко можно наблюдать микрзерна монацита и реже циркона. Из аутигенных минералов следует отметить пирит, сидерит, лимонит и барит.

Среди глинистых минералов коры выветривания гранитов большое распространение имеют каолинит и галлуазит. Гидрослюда, монтмориллонит здесь развиты меньше.

При изучении глин в ориентированных агрегатах частиц $< 0,001$ мм было установлено, что они в большинстве своем бесцветные или серовато-буроватые, имеют неправильную форму с размазанными или извилистыми контурами. В таких агрегатах очень трудно определить показатели преломления по двум осям: n_p' и n_g' . Обычно удавалось определить показатель преломления только по одной оси: от 1,544 до 1,562. Двупреломление в таких агрегатах очень низкое, а чаще они

изотропны. Такая оптическая характеристика была получена для глинистых минералов, которые при электронномикроскопическом изучении были диагностированы как галлуазит (см. рис. 2, обр. 10, 1199). Кривая нагревания галлуазита очень близка к таковой каолинита. Так, для него характерен первый низкотемпературный эндоэффект при 140—150°, второй эндоэффект при 560—580° и экзотермический эффект при 960—990° (рис. 3, обр. 764). Рентгеноструктурный анализ также подтвердил присутствие галлуазита в глинах коры выветривания гранитов Барлакского массива.

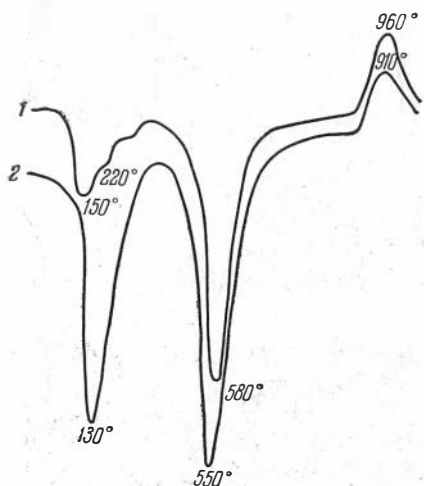


Рис. 3. Кривые нагревания глин структурного элювия гранитов

1 — обр. 10, галлуазит с примесью гидрослюды; 2 — обр. 764, монтмориллонит с примесью каолинита

Каолинит в ориентированных агрегатах частиц $< 0,001$ мм имеет неправильную удлиненную форму с неровными извилистыми контурами. Показатели преломления по n'_g колеблются в пределах 1,562—1,566, а по $n'_p = 1,557$ —1,561. Двупреломление низкое: $n'_g - n'_p = 0,001$ —0,008. Нередко агрегаты изотропны. На электронных снимках кристаллы каолинита представлены в форме псевдогексагональных изометричных пластинок часто с размазанными контурами.

Глины мономинеральные каолиновые или галлуазитовые встречаются редко. Обычно они содержат примесь гидрослюды или монтмориллонита. Иногда присутствуют в виде примеси

оба эти минерала. В зависимости от количественного содержания этих минералов в глине изменяются и оптические свойства преобладающего глинистого минерала.

* * *

Из изложенного выше видно, что для различных пород коры выветривания характерен определенный комплекс глинистых материалов. Он зависит как от состава исходных материнских пород, так и от особенностей условий формирования коры выветривания. Формирование настоящей коры выветривания шло в условиях, характерных для гумидного климата. В составе метаморфических пород инской серии широкое развитие получили слюды. Последние в условиях гумидного климата и благоприятной геохимической обстановки превращались в зоне выветривания в гидрослюды. Каолинит развит в этих породах очень слабо.

В составе гранитов значительная роль принадлежит полевым шпатам, которые при выветривании превращаются в каолинит и галлуазит. Подметить определенную закономерность взаимного перехода этих минералов нам пока не удалось. Однако, как и многие другие исследователи, мы считаем, что такие взаимопереходы здесь имеют место. Установлено также, что в одном и том же разрезе коры выветривания гранитов наблюдаются чередования глин каолинового и галлуазитового составов. Но почти всегда глины преобладающего состава содержат примесь глин другого состава (например, каолиновая глина с примесью галлуазита, и наоборот). Такой минеральный состав пород коры выветривания гранитов, по-видимому, можно объяснить спецификой биогеохимического режима в зоне гипергенеза.

М. Ф. Соколова, Г. Н. Перозио, А. А. Бульникова

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА р. КАС (ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ)

Одним из факторов, определяющих состав глинистых минералов в осадках, является характер источника сноса. Поэтому отложения, сформировавшиеся вблизи питающих провинций, представляют специфический интерес. С этой точки зрения к довольно удобным объектам для изучения глинистых минералов относятся отложения, вскрытые Касской опорной и рядом колонковых скважин, пробуренных в бассейне р. Кас, левого притока Енисея (рис. 1). Исследованная площадь расположена в северной части Чулымо-Енисейского района Западно-Сибирской низменности.

Существенно континентальные мезозойские отложения с глубоким размытием залегают на красноцветных осадках девона, а вблизи горного обрамления — на коре выветривания известково-доломитовых пород кембрия. Их схематический разрез по линии Максимкин Яр — Кас изображен на рис. 2. В составе мезозойской толщи здесь выделяются осадки среднего отдела юрской системы (итатская свита), образования неокома (илекская свита), апт-альба (пировская свита), сеномантурона (симоновская свита) и сенона (сымская свита). Мощность осадков возрастает в направлении с востока на запад от нескольких десятков метров вблизи древнего обрамления до 1700—1800 м в наиболее погруженной части Касской впадины.

Общее количество образцов, оказавшееся в распоряжении авторов, по всем скважинам Касского профиля не превышало 150. Все они были проанализированы. Глинистые минералы изучались в шлифах (400) и рентгеноструктурным методом (150). Дебаеграммы получены в камерах РКД диаметром 57,3 мм, а рентгенограммы ориентированных агрегатов образцов в камере РКГ диаметром 86 мм. Съёмки велись

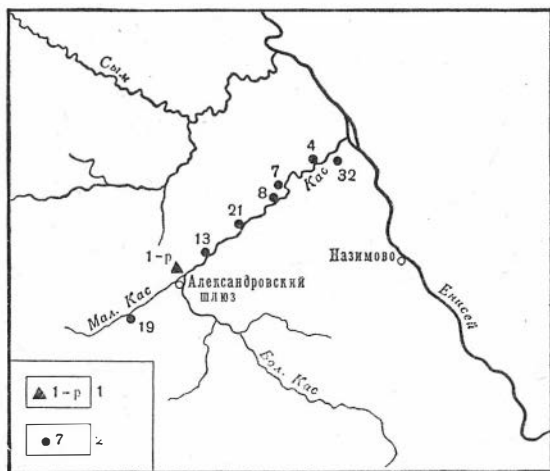


Рис. 1. Местоположение скважин
1 — опорные и 2 — колонковые скважины

на отфильтрованном Со К_α-излучении. Применялась обработка образцов глицерином и горячей 1N соляной кислотой. Особое внимание уделено рассмотрению структурных особенностей минералов.

Ранее в ряде работ описывались глинистые минералы из отложений рассматриваемой площади. Но, как правило, объем исследованных образцов был невелик, а методы изучения глинистых минералов не безупречны. Как следствие, полученные результаты оказывались либо неполными, либо некачественными.

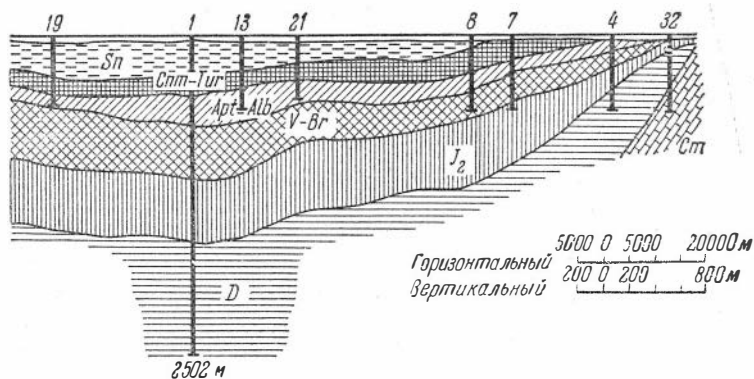


Рис. 2. Участок схематического геологического профиля по линии Максимкин Яр — Кас

Sn — сенон; Cnm — Tur — сеноман-турон; Apt — Alb — апт-альб; V — Br — неоком; J₂ — средняя юра; D — девон; Cm — кембрий

Мы попытались рассмотреть закономерности размещения глинистых минералов Касского профиля по вертикали и простиранию на фоне геологической истории этого региона.

РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ПО РАЗРЕЗУ

Средняя юра (итатская свита)

Отложения средней юры в рассматриваемой части долины р. Кас с глубоким размывом залегают на красноцветных породах девона. Началу этой эпохи соответствовала мощная фаза тектогенеза, приведшая к интенсивному поднятию областей сноса, в частности и Енисейского края. Вследствие оживления эрозионной деятельности нижние горизонты толщи обогащены конгломератами и галечниками. Отложения, источником которых служили складчатые сооружения Енисейского края и Сибирской платформы, накапливались в условиях умеренно-теплого влажного климата. На протяжении всего среднеюрского времени происходила неоднократная смена русловых, аллювиальных, озерных, озерно-болотных, пойменно-болотных фаций. Обилие растительности в сочетании с теплым и влажным климатом благоприятствовало формированию угольных пластов, которые распространены повсеместно, но особенно в средней и верхней частях толщи. Мощность прослоев угля изменяется от нескольких сантиметров до 2—3 м.

Толща сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, глины имеют подчиненное значение, редки глинистые известняки, конгломераты, галечники. Характерна серая до черной окраска пород и обилие обугленных растительных остатков. Песчаники мелко-

и среднезернистые, алевролиты мелко- и крупнозернистые, по составу относящиеся к граувакковым аркозам и полевошпатовым грауваккам (здесь и ниже состав зернистых пород приводится по классификации А. Г. Коссовской, 1962), имеют глинистый или карбонатный цемент.

В песчаниках глинистые цементы пленочного (5—8%) или порового (до 15—20%) типа, в алевролитах — пленочно-порового и базального (30—50%) типов. Структура цемента алевро-пелитовая и лептопелитовая; текстура чешуйчато-волоконистая, чешуйчатая и колломорфно-волоконистая. Глины серые, зеленовато-серые и темно-серые до черных. Структура их алевро-пелитовая, фито-алевро-пелитовая и порфиرو-кластическая; текстура ленточно-слоистая, гнездовидная, однородная, а также чешуйчато-волоконистая и колломорфная.

Различия в обстановке отложения осадков, типах пород наложили отпечаток и на распределение глинистых минералов (рис. 3). Ассоциации глинистых минералов, представляющих фракции $< 0,001$ мм изученных образцов, могут быть подразделены на два основных типа. В первом случае состав многокомпонентен и представлен монтмориллоном, каолинитом, гидрослюдой и хлоритом, причем монтмориллонит содержится в наибольшем количестве, хлорит и гидрослюда в наименьшем, содержание каолинита переменное и в некоторых случаях также велико, как и монтмориллонита. Образцы с таким составом глинистых минералов представляют аллювиальные, озерные и русловые фации, как это видно из рис. 3.

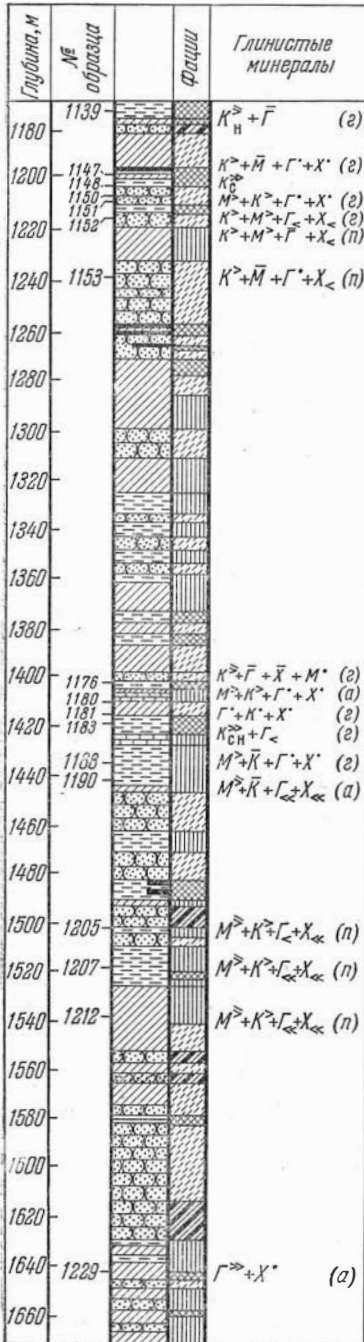
Гидрослюда является диоктаэдрической. Характерно, что, несмотря на небольшое количество этого минерала, его базальные рефлексы весьма четкие и интенсивность рефлекса второго порядка не намного меньше первого. Хлорит следует отнести к магнезиальному или магнезиально-железистому типу, так как базальный рефлекс третьего порядка проявляется вполне отчетливо, хотя содержание хлорита мало.

При обилии монтмориллонита в глинах и особенно цементе зернистых пород глинистое вещество отличается дисперсностью и однородностью, развитием чешуйчато-волоконистых и колломорфных текстур, что может свидетельствовать о наличии значительного количества коллоидов, за счет которых оно формировалось. Возможно, колломорфный цемент зернистых пород образован из коллоидов, отжатых из глин при их уплотнении.

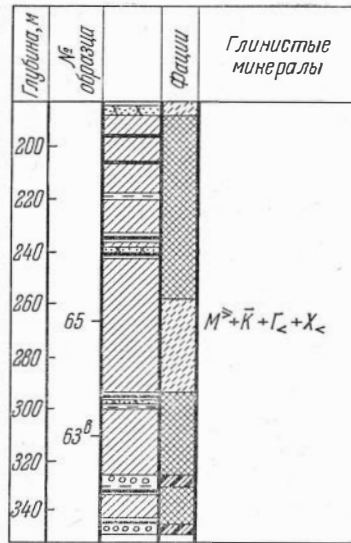
В тех случаях, когда наблюдается относительное обогащение каолинитом более грубозернистых пород, песчаников и алевролитов, оно обычно вызвано образованием вторичного каолинитового цемента. Такой каолинит выполняет отдельные поры, образуя выделения неправильной формы. Его количество не превышает 10%. Обычно он хорошо раскристаллизован и представлен «воротничками» размером от 0,015 до 0,1 мм. Естественно, что количество образующихся вторичных глинистых минералов будет определяться многими факторами, в числе которых не последнее место должно быть отведено составу породы и степени заполнения порового пространства первичным материалом. В свою очередь развившиеся вторичные глинистые минералы внесут поправку в результирующий состав глинистых минералов. Именно этим главным образом и обусловлены количественные вариации отдельных составляющих глинистой фракции образцов, отлагавшихся в сходной фациальной обстановке, и обогащенность каолинитом более грубозернистых пород.

Во втором типе, хотя глинистая фракция в основном остается также полиминеральной, из ее состава исчезает или почти исчезает монтмориллонит, по-прежнему невелико содержание гидрослюды и хлорита, а количество каолинита резко возрастает. Все осадки такого

Скв. 1 р



Скв 4



Скв. 32

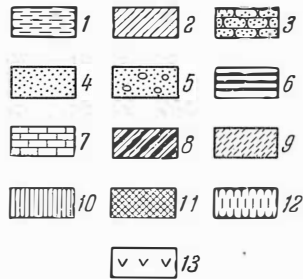
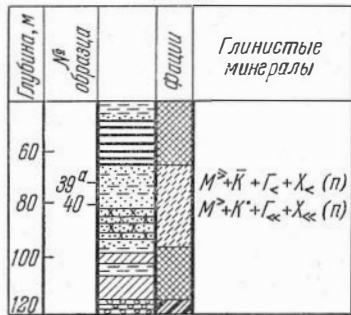


Рис. 3. Распределение глинистых минералов в отложениях средней юры

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — пески; 5 — галечники; 6 — угли; 7 — известняки. Фашии: 8 — русловые, 9 — аллювиальные; 10 — озерные; 11 — пойменно-болотные и озерно-болотные; 12 — лагунные; 13 — пестроцветный горизонт. Глинистые минералы: $\bar{\Gamma}$ — гидрослюда, K — каолинит, M — монтмориллонит, X — хлорид. Прочие минералы: Kp — кристобалит, $Гет$ — гетит. Относительные содержания минералов обозначены символами: \gg , \gg , которые размещены в порядке убывания минерала —, \bullet , $<$, $<$

Обозначения в скобках: n — песчаник, a — алевролит, z — глина

состава представляют озерно-болотные и пойменно-болотные фации. Их составляют главным образом глины подугольных пластов. Нередко они переполнены обугленными растительными остатками и имеют черный цвет. Кислая среда болота вызвала разложение первичных алюмосиликатов и образование каолинита. Естественно, что в каждом конкретном случае интенсивность такого преобразования была различной, что привело к некоторому разнообразию в количественном содержании отдельных глинистых минералов. В некоторых случаях переработка первичного материала была полной или почти полной и завершилась образованием мономинеральной или почти мономинеральной каолинитовой глины. Наиболее ярким примером этого могут служить линзовидные прослои каолинитовой глины в угле. Когда развитие каолинита не было стеснено присутствием других дисперсных веществ, его структура оказывалась достаточно совершенной (обр. 1148 и 1183), наличие заметного количества дисперсных примесей или одновременная раскristаллизация двух дисперсных веществ вызывали искажения в структуре (обр. 1139). Тот факт, что в мономинеральных глинах структура каолинита совершенна, позволяет утверждать, что происходила не постепенная перестройка кристаллических решеток первичных алюмосиликатов в сторону каолинитовой, а полный распад их и последующая раскristаллизация каолинита из коллоидов или растворов.

Степень совершенства структуры каолинита в глинах определялась рентгеновским методом. Основные критерии такого анализа были впервые рассмотрены Г. В. Бриндли (1955), а затем затронуты в ряде других работ (Муггеу, 1954; Ковалев и Дьяконов, 1959; Казанский и Соколова, 1961 и др.). Во всех этих случаях анализировались особенности дифракционных картин, полученных в камерах большой разрешающей способности, и основное внимание обращалось на рефлексы в интервале $4,46—2,280$ kX . Однако при исследовании значительного количества образцов съемки в камерах большого диаметра неоправданно увеличивают продолжительность эксперимента. Между тем основные представления о степени совершенства структуры могут быть выявлены и по рентгенограммам, снятым в наиболее распространенных дебаевских камерах диаметром $57,3$ мм. Конечно, при этом невозможно использовать рефлексы в области $4,46—2,280$ kX , но вместо них с успехом можно рассмотреть отражения, соответствующие большему углом. Наиболее удобны для анализа две пары рефлексов средней интенсивности $1,302$, $1,280$ и $1,244$, $1,233$ kX , а также линии в интервале $1,935—1,778$ kX . Если структура каолинита совершенна, то обе пары рефлексов разрешены, а в области $1,935—1,778$ kX отчетливо проявлена «сетка» из четырех-пяти линий. Такой каолинит обозначаем K_c . В несколько менее «совершенных» разностях первая пара ($1,302$, $1,280$ kX) выявляется ясно, соотношение интенсивностей этих рефлексов остается прежним, но разрешение второй пары проглядывается с трудом, «сетка» несколько тускнеет. Символ этого каолинита $K_{сн}$. По мере ухудшения совершенства структуры ослабевают рефлекс $1,302$ kX , на месте второй пары появляется широкая полоса, «сетка» почти исчезает. Наконец, при весьма несовершенной структуре вместо первой пары рефлексов остается одна более широкая линия, соответствующая положению второго рефлекса ($1,280$ kX), «сетка» исчезает. Две последние разности обозначены соответственно $K_{н-с}$ и K_n . Ясно, что градации степени совершенства структуры могут быть более дробными; здесь мы ограничимся этими четырьмя. Во всех случаях, когда содержание каолинита было достаточно велико и примеси не мешали увидеть отмеченные особенности его дифракционной картины, он обозначен такими символами.

Переработка алюмосиликатов под угольными пластами — явление довольно широко распространенное в угленосных толщах вообще. Оно неоднократно отмечалось и признавалось многими исследователями. Дискутируются лишь детали этого процесса, а не сам процесс. Убедительные примеры образования каолинита в кислой среде угольного бассейна наряду с некоторыми другими изменениями продемонстрированы Глассом (Glass, 1958) на нескольких разрезах пенсильванских осадков. Для угленосных отложений Виллюйской впадины и Западного Верхоаянья это явление описано А. Г. Коссовской (1962).

Самые нижние слои среднеюрских отложений в интервале 1622—1669 м из скважины 1р заметно отличаются от лежащих выше. Они сложены зеленовато-серыми алевролитами, глинами, песчаниками. Структура и текстура цемента алевролитов и глин идентичны: на фоне прекрасно ориентированной, чешуйчато-волокнистой основной глинистой массы наблюдаются ромбоэдри доломита с каемочками зернистого сидерита. Состав глинистых минералов этих отложений не соответствует двум ранее отмеченным и весьма характерным для среднеюрского времени Касского района ассоциациям. Его представляют диоктаэдрическая гидрослюда и магнезиальный или магнезиально-железистый хлорит, причем гидрослюда преобладает, а хлорит содержится в небольшом количестве. Изучение петрографического состава терригенной части пород показало, что эта нижняя часть толщи накапливалась за счет размыва кембрийских зеленоцветных глинистых сланцев, филлитов и доломитов, в то время как основная часть формировалась за счет разрушения гранитоидов, эффузивов (кислых и основных) и метаморфических пород.

При захоронении осадков изменения в составе глинистых минералов происходили в стадию диагенеза (в условиях болот) и начального эпигенеза (цементация зернистых пород).

Неоком (илекская свита)

После перерыва в осадконакоплении, соответствующего по времени всей верхнеюрской эпохе или ее части, формируется мощная толща отложений илекской свиты. Климат в этот период был сухим и жарким. Кроме основных источников сноса (Енисейского кряжа и Сибирской платформы), существовали, по-видимому, и местные питающие провинции в районе Усть-Озерного вала, так как породы, вскрытые Касской опорной скважиной, отличаются более грубым составом по сравнению с теми, что расположены южнее и восточнее этого разреза. Накопление осадков происходило в неглубоких опресненных бассейнах типа лагун и озер; встречаются также аллювиальные, а местами и русловые отложения.

Свита сложена пестроцветными сложно переслаивающимися глинами, алевролитами и песчаниками с тонкими прослоями мергелей и известняков. Реже встречаются конгломераты. В верхней части толщи — горизонт зеленых микалитов (30 м). Глины и меньше алевролиты окрашены в кирпично-красные и темно-коричневые цвета, нередко с голубыми пятнами и разводами; алевролиты и песчаники преимущественно голубовато- и зеленовато-серые. По составу среди песчаников и алевролитов различаются аркозы, граувакковые аркозы, олигомиктово- и аркозово-кварцевые разности. Обычно присутствует зеленый биотит от 5—8 до 20%; в слюдяных алевролитах-микалитах его количество возрастает до 30—60%. Цемент в зернистых породах глинистый или карбонатный, пленочно-поровый (до 20—25%) в песчаниках и поровый или базальный (до 30—50%) в алевролитах. Структура глинистого цемента лептопелитовая или пелитовая, тек-

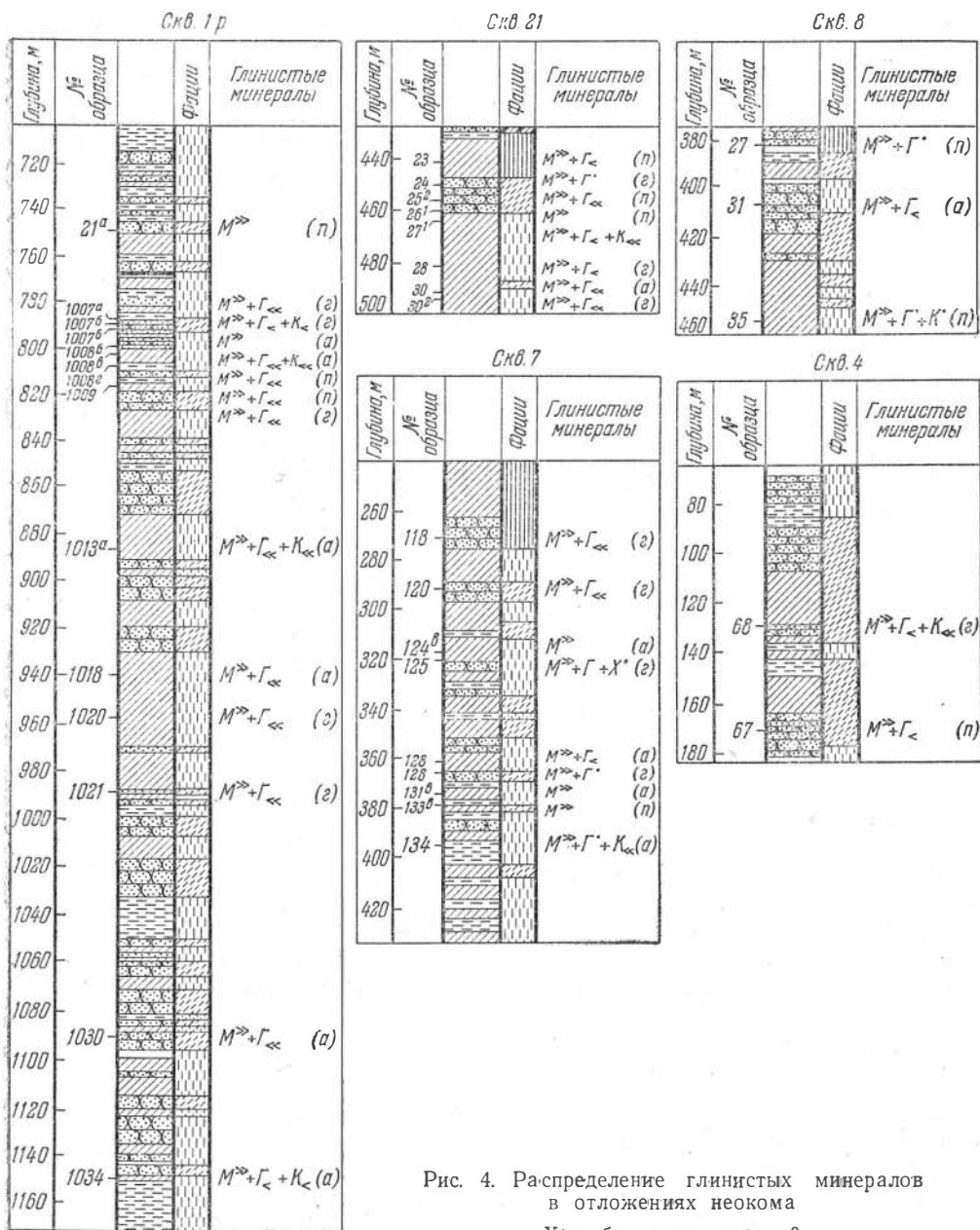


Рис. 4. Распределение глинистых минералов в отложениях неокома
Усл. обознач. см. на рис. 3

стура чешуйчато-волокнистая или колломорфная. Структура глинистых пород аналогична; текстуры часто ленточно-слоистые, хлопьевидные и струйчатые.

Несмотря на такое разнообразие пород, состав глинистых минералов, входящих в них, необычайно постоянен (рис. 4). И это постоянство сохраняется по всей толще свиты, мощность которой местами достигает 500 м. Доминирующим минералом в смеси является монтмориллонит. Иногда он целиком слагает глинистую фракцию. Кроме монтмориллонита, почти всегда в очень небольшом количестве содержится гидрослюда. Ее 10-ангстремовый рефлекс обнаруживается только

по рентгенограммам, полученным от ориентированных агрегатов образца. Постоянно по разрезу в еще более ничтожном количестве присутствует каолинит и (или) хлорит. В тех случаях, когда это было возможно, наличие каолинита проверялось кислотной обработкой (Бриндли, Рсбинсон, 1955).

В табл. 1 приведены результаты количественного спектрального анализа некоторых наиболее чистых фракций монтмориллонитовых осадков. Хотя сам анализ недостаточно хорош, во-первых, потому что сумма всех окислов низка, а, во-вторых, потому что она различна, он позволяет отметить некоторые особенности химического состава монтмориллонитового минерала неокотских отложений. К этим особенностям следует прежде всего отнести относительное обилие K_2O и $Fe_2O_{3вал}$.

Таблица 1

Результаты количественного спектрального анализа некоторых окислов во фракциях $<0,001 \text{ м.м}$ образцов илекской свиты

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3вал}$	TiO_2	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
К-8, 31	54,22	13,54	5,98	0,30	2,96	0,96	0,36	1,01
К-7, 118	46,01	12,73	6,63	0,33	2,36	0,87	Не обн.	Не обн.
К-7, 131в	49,64	15,58	3,45	0,37	3,78	1,16	0,50	1,00
К-1р, 1007в	45,82	14,09	4,23	0,41	3,76	2,66	Не обн.	Не обн.
К-1р, 1008г	44,56	14,18	4,12	0,41	3,76	1,16	0,94	1,40

Аналитики А. С. Черевко и Н. М. Бабина.

Так как примеси гидрослюды и хлорита в анализируемых образцах либо не устанавливались, либо были ничтожно малы, то во всяком случае большая часть этих окислов должна быть приписана монтмориллониту. Для одного образца К-8, 31 химическим анализом было определено содержание FeO . Оно оказалось равным 1,36%. Таким образом, железо в монтмориллоните преимущественно трехвалентное.

Дифракционной картине этого минерала присущи типичные особенности монтмориллоидов: полосы двумерной дифракции и т. д. (Мак-Эван, 1955). Несмотря на существенное количество K_2O , совокупность базальных рефлексов ориентированных агрегатов образцов, обработанных глицерином, составляет целочисленную серию от 17,7 kX . Относительные интенсивности этих отражений подобны тем, что наблюдаются для алюминиевого монтмориллонита. Для ориентированных агрегатов образцов в естественном состоянии отчетливо выявляются, кроме первого порядка, еще лишь третий и пятый. У всех рассмотренных монтмориллоидов рефлекс первого порядка очень интенсивный и четкий, его величина равна примерно 15,2 kX . Значение рефлекса (060) находится в области 1,500 kX .

Тонкая фракция из голубоватых глин с чешуйчато-волоконистой текстурой и из цемента песчаников изучена также в иммерсии. n_g' колеблется от 1,531 до 1,546, n_p' — от 1,513 до 1,519.

Петрографическое исследование показало, что в составе обломочного материала присутствуют кварц, микрокварциты, кремни, полевые шпаты свежие и выветрелые, обломки глинистых пород и редких эффузивов. Существенную роль играют темноцветные слюды (от 8 до 30—60%). В шлифах удается проследить превращение биотита в глинистые минералы. Более крупные чешуйки этого минерала преобразо-

ваны в гидрослюду и хлорит, а мелкие в монтмориллонит и окислы железа. Для такого монтмориллонита характерны мелкочешуйчатые и вермикулитоподобные индивиды.

По-видимому, существенную долю исходного материала, за счет которого формировались глинистые минералы илекской свиты, составляли темноцветные слюды. Возможно, этим объясняется обилие железа и калия в составе монтмориллонита.

Значительная часть монтмориллонита начинала формироваться в стадию диагенеза, захватывая его окислительные и восстановительные этапы, и заканчивала в начальные этапы эпигенеза.

Апт-альб (пировская свита), сеноман-турон (симоновская свита)

Новый перерыв в осадконакоплении соответствовал, по-видимому, аптскому времени. В этот период завершается пенеplanation страны, сопровождаемая значительным химическим выветриванием. Отложения трех ярусов (апт-альбского, сеноманского и туронского), охватываемых двумя свитами (пировской и симоновской), характеризуются сходными климатическими и фаціальными условиями; много общего у них и в составе пород, а также в распределении глинистых минералов, поэтому они будут рассмотрены здесь совместно. Конечно, каждому ярусу присущи и свои особенности. На них будет указано особо в каждом конкретном случае.

Формирование осадков пировской и симоновской свит происходило в условиях обширной озерно-аллювиальной равнины с разветвленной системой рек, крупными озерами и болотами. Климат был умеренно-теплым, влажные, близкие к субтропическим сезоны, по мнению некоторых исследователей (Лебедев, 1958; Боголепов, 1961), сменялись засушливыми. Питающей провинцией по-прежнему оставался Енисейский кряж, но возможно, что существовали также и местные области сноса.

Отложения апт-альба представлены песками и песчаниками с прослоями алевролитов, глин, углей и в верхней части разреза — галечников и конгломератов. Пески и песчаники серые и светло-серые до белых, реже зеленовато-серые преимущественно средне- и крупнозернистые до грубозернистых; песчаники большей частью слабо сцементированы и реже крепкие. Алевролиты того же цвета мелко- и крупнозернистые слабо и крепко сцементированные. По составу в верхней части разреза преобладают олигомиктово- и аркозово-кварцевые разности, в нижней (с гл. 600 м) аркозы, полевошпатовые граувакки и граувакки.

Характер цемента в зернистых породах преимущественно первично-глинистый, пленочный, поровый и базальный. Структура цемента лептопелитовая, тонкоколломорфная или алевропелитовая. В алевролитах часто это глина-паста, плохо раскристаллизованная, с низким двупреломлением, обилием мелкоалевролитового кварца, иголок гидрослюды и тонкого детрита; в песчаниках преобладает тонко перетертый каолинит с низким двупреломлением. Лишь в интервале 490—599 м в Касской скв. 1р, где часты прослои углей, цементом является прекрасно раскристаллизованный поровый каолинит. Глины преимущественно серые с желтоватым или зеленоватым оттенком. Структура псаммо-алевропелитовая и алевропелитовая, текстура микрослоистая, чешуйчато-волокончатая и струйчатая. Чаще всего это глина-паста с обилием мелкоигльчатой гидрослюды, обугленного растительного детрита и неотсортированного обломочного материала. В более тонких разностях глинистое вещество хорошо ориентировано; местами в таких глинах

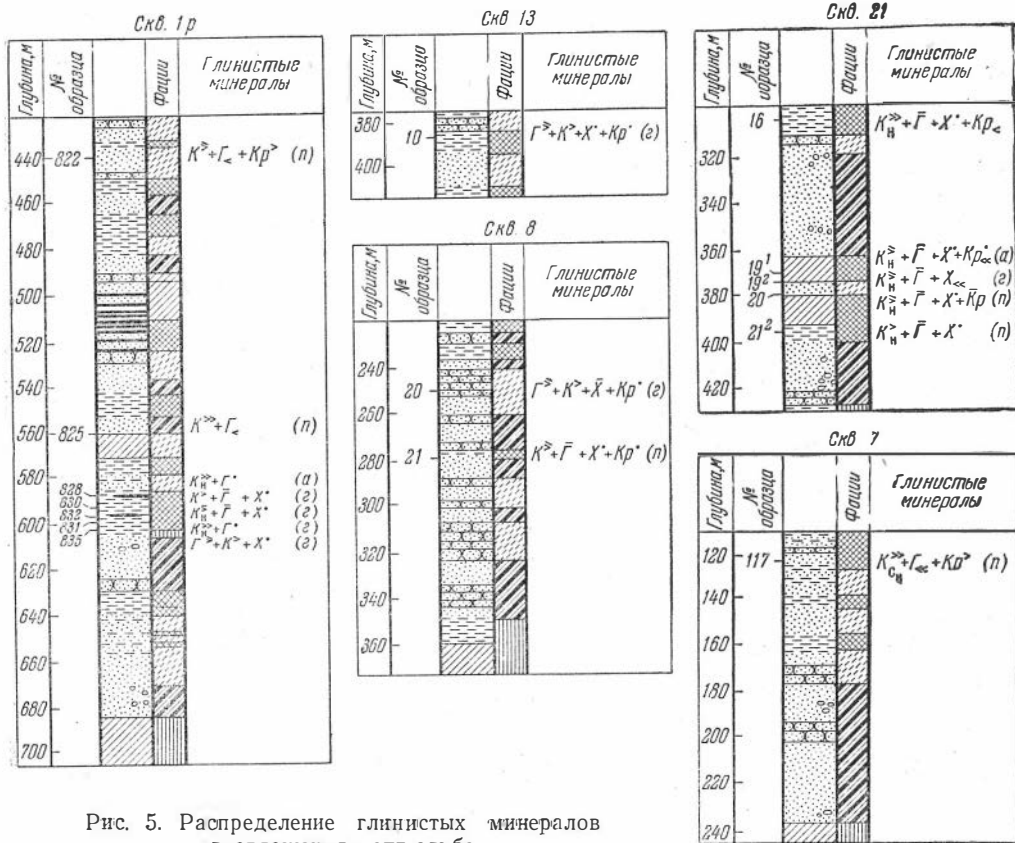


Рис. 5. Распределение глинистых минералов в отложениях апт-альба
Усл. обознач. см. на рис. 3

встречаются колломорфные образования железистого монтмориллонита.

Отложения сеноман-турона представлены чередованием серых, желтовато-серых и зеленоватых песков и песчаников, алевролитов и глин с прослоями галечников, углей и сидеритов. Характерны включения янтаря, стяжения и гальки сидерита. Глины преобладают в верхней части свиты. Песчаники и пески здесь преимущественно мелкозернистые, редко средне- и крупнозернистые, алевролиты часто неравнозернистые; по составу те и другие олигомиктово-кварцевые. Характер цемента в породах однообразен: преобладают поровый, базальный, реже пленочно-поровый типы (от 10—15 до 20—30%). В порах различается в разной степени раскристаллизованный каолинит в виде мелких изометричных листочков, воротничков, слабополяризующей массы в ассоциации с кристобалитом. Кристобалит образует прямоугольные, реже овальной формы индивиды размерами 0,001—0,002 мм с очень низким рельефом и очень слабым двупреломлением. Отмечено его развитие по полевым шпатам и ассоциация с новообразованным каолинитом в цементе порового типа.

Глины серые, желтовато-серые и темно-серые, в нижней части толщи тонкие и пластичные, в верхней алевролитистые, слюдяные и охристые. Характерен пласт красных песчаных глин. Структура глин алевропелитовая, пелитовая, фито-, мета- и лептопелитовая, текстура беспорядочная, чешуйчато-волокнистая, тонкоchешуйчатая и струйчатая. Основная масса глин раскристаллизована по-разному: в сеномане

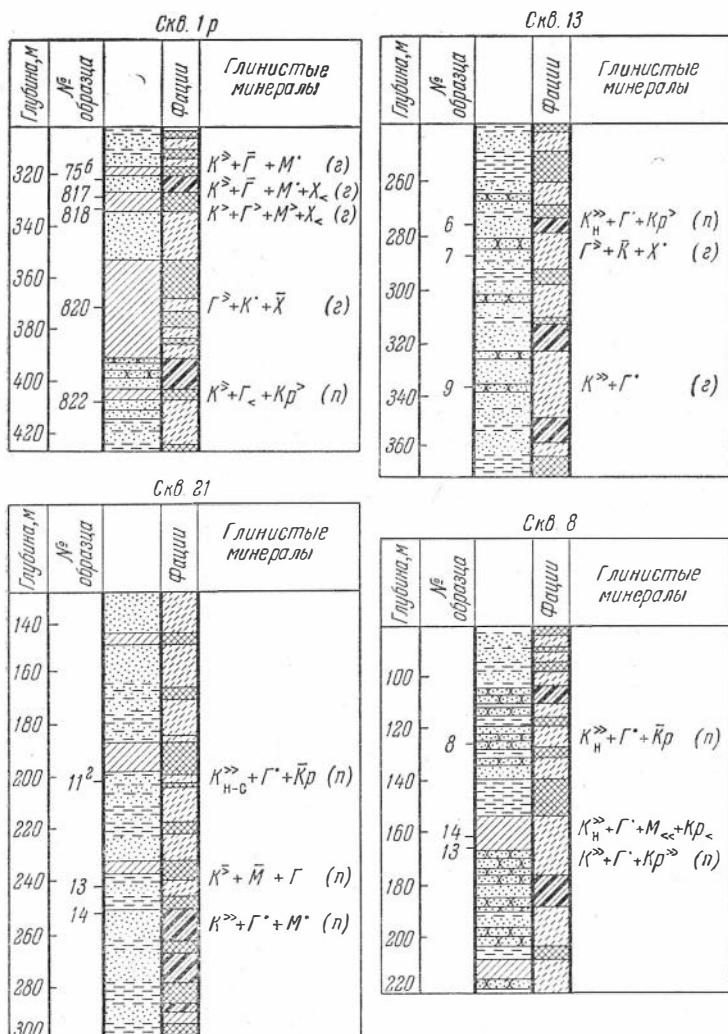


Рис. 6. Распределение глинистых минералов в отложениях сеномана
Усл. обознач. см. на рис. 3

преобладают лучше раскристаллизованные разности с обилием иголок гидрослюд и мелко- и крупноалевритового кварца и полевых шпатов (от 5 до 30%), в туроне чаще всего встречаются очень тонкие чистые низкодвупреломляющие глины местами с колломорфными образованиями монтмориллонита. Пласт пестроцветных глин резко отличается. При исследовании в шлифах установлено, что порода состоит из агрегатов каолинита (псевдоморфоз по обломкам) и обломков (до 25%) угловатого и корродированного кварца и слюды, местами присутствуют пятна колломорфного монтмориллонита в ассоциации со звездчатым окисленным сидеритом.

Все разнообразие состава глинистых минералов в отложениях пировской и симоновской свит можно разбить на две основные группы (рис. 5—7). В первой, представляющей меньшую часть анализированных осадков, преобладает гидрослюда, в перемном, часто довольно большом количестве содержится каолинит и в относительно небольших дозах присутствует хлорит. В весьма редких случаях хлорит

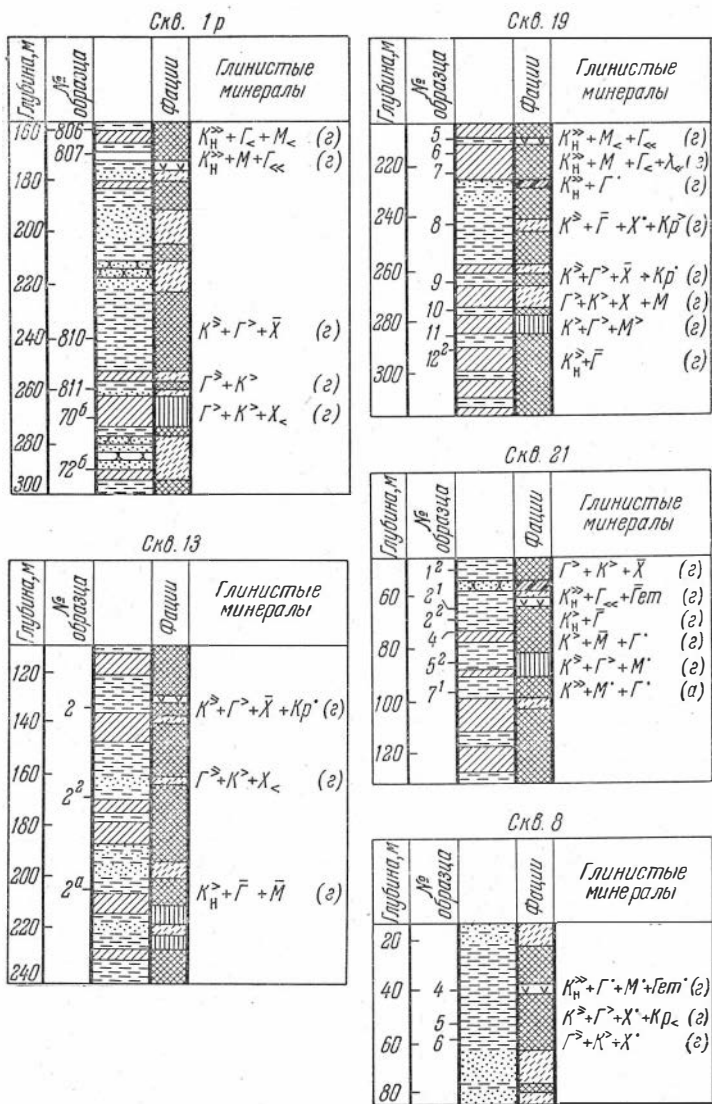


Рис. 7. Распределение глинистых минералов в отложениях турона

Усл. обознач. см. на рис. 3

совсем не обнаруживается. Так же, как и везде, в мезозойских осадках Касского профиля гидрослюда является диоктаэдрической. 10-ангстремовый рефлекс этого минерала менее четкий и более широкий, чем у гидрослуд среднеюрских отложений, а интенсивность отражения второго порядка значительно ниже первого. Хлорит относится к магнезиальному или магнезиально-железистому типу. Описываемый тип ассоциации глинистых минералов охватывает породы, представляющие собой глины, отлагавшиеся в условиях озерных и аллювиальных фаций. Отмеченные особенности дифракционной картины гидрослуды могут указывать на то, что этот минерал претерпел длительную транспортировку до места отложения и (или), возможно, еще и выщелачивался после отложения и захоронения.

Для другого типа ассоциации глинистых минералов характерно преобладание каолинита. Постоянно в весьма различных пропорциях со-

держится гидрослюда. Ее рентгеновская характеристика такая же, как и в образцах первой группы. Заметно реже и обычно в меньшем количестве присутствует хлорит. Такой состав глинистых минералов имеют породы значительно более разнообразного состава. Это и песчаники, и алевролиты, и глины. Фациальный тип отложений также широк. Сюда попадают аллювиальные осадки, но главная роль принадлежит пойменно-болотным и озерно-болотным фациям. Начиная с сенманского времени и далее в туронское время в ассоциациях обоих типов, но особенно второго, появляется еще и монтмориллонит. Его количество, как правило, мало, хотя иногда становится значительным. Пестроцветные осадки турона, кроме глинистых минералов, во фракции $<0,001$ мм содержат гетит. Особенно богаты им образцы 2¹ из скв. 21 и 4 из скв. 8.

Отличительная особенность отложений апт-альба, сенмана и турона — присутствие дисперсного кристобалита. Его распространение по разрезу закономерно. Он обнаруживается в породах самого различного литологического состава, включающих в себя оба типа ассоциаций глинистых минералов. Количество этого минерала в образцах переменное: от незначительного до существенного (около 10%). Рентгенометрически присутствие кристобалита обнаруживается по характерным отражениям 4,05 и 2,48 kX , которые особенно отчетливо проявляются на рентгенограммах, полученных от ориентированных агрегатов образцов, так как в этом случае общие рефлексы глинистых минералов оказываются подавленными. В табл. 2 приведены результаты коли-

Таблица 2

Результаты количественного спектрального анализа некоторых окислов во фракциях $<0,001$ мм образцов симоновской свиты

Окислы	Обр. К-19,8	Обр. К-8,13	Окислы	Обр. К-19,8	Обр. К-8,13
SiO ₂	53,15	53,72	TiO ₂	0,81	0,58
Al ₂ O ₃	18,92	20,73	MgO	1,38	0,77
Fe ₂ O ₃ звл	5,67	3,98	CaO	0,47	0,50

Аналитик А. С. Черевко.

чественного спектрального анализа фракций $<0,001$ мм двух образцов, в которых было установлено значительное количество кристобалита. Содержание свободного кварца в этих фракциях мало, каолинита велико, гидрослюда и хлорита умеренное или небольшое. Таким образом, относительное обилие SiO₂ вызвано присутствием кристобалита.

Структура самого распространенного в осадках пировской и симоновской свит глинистого минерала — каолинита в большинстве случаев несовершенная. Составляют такие осадки продукты перемыва кор выветривания и переработки кислой средой болот. Одним из свидетельств более глубокой переработки пород, характеризующихся вторым типом ассоциации глинистых минералов, может служить нередкое отсутствие в них хлорита или небольшое его содержание.

Встречаются также образцы, в которых раскристаллизация каолинита лучше или хорошая. Это аутигенный каолинит. В отдельных пластах он выполняет некоторые поры, как правило, образуя отчетливые воротнички. Крупноволокнистый каолинит образуется в результате внутрислойного растворения биотита. Образование аутигенного каолинита происходит при выветривании на месте или в стадию эпигенеза.

Сенон (сымская свита)

Накопление отложений сымской свиты по-прежнему происходило в условиях аллювиально-озерной равнины. Нижняя часть этой свиты по возрасту соответствует сенону, верхняя, относящаяся к маастрихт-датскому ярусу, в бассейне р. Каса отсутствует. Доминируют аллювиальные фации, изредка встречаются русловые, по сравнению с туронским временем значительно уменьшена доля озерно-болотных и пойменно-болотных осадков.

Отложения сымской свиты представлены тонкогоризонтальным переслаиванием песков и песчаников, глин и алевролитов. Пески и песчаники светло-серые и белесые мелко-среднезернистые, слабо цементированные каолинитом; более прочные разности с кремнистым или сидеритовым цементом нередко содержат гальку кварца или кремней, окатыши глин, растительный детрит. Алевролиты серые и желтовато-серые неравнозернистые, по составу относящиеся к полевошпатовым грауваккам, с глинистым цементом базального типа. Глины темно-серые и желтовато-серые сильноалевролитовые или тонкие слабоалевролитистые, структура псаммо-алевропелитовая и алевропелитовая. Глинистое вещество имеет чешуйчатое строение, образуя агрегаты с ориентированной колломорфной или беспорядочной текстурами. Зернистые разности преобладают в разрезе. Породы часто содержат растительный детрит и обломки лигнитизированной древесины. Наблюдающиеся отпечатки листьев растений хорошо сохранились.

В нашем распоряжении для анализа имелись лишь образцы глин и алевролитов. Состав глинистых минералов в них весьма однообразен (рис. 8). Во всех случаях доминирует каолинит, постоянно в очень незначительных, слегка варьирующих количествах присутствуют диоктаэдрическая гидрослюда и монтмориллонит, лишь в одном образце обнаружено небольшое содержание хлорита. Как и в отложениях пировской и симоновской свит, базальные рефлексии гидрослюды широки и нечетки, что, может быть, вызвано длительным переносом минерала и (или) последующим выщелачиванием его на месте накопления осадка.

При петрографическом изучении отмечены квадратные или овальные выделения окислов кремнезема. Показатели преломления их очень низки. Наиболее обычная ассоциация с каолинитом при развитии по полевым шпатам, более редки линзы между пакетами измененного биотита. В отличие от осадков пировской и симоновской свит для сымской свиты кристобалит не характерен. По рентгенограммам его присутствие можно подозревать лишь в единичных образцах из нижней части свиты.

На рубеже туронского и сенонского времени резко усиливаются процессы химического выветривания. В составе глинистой фракции образцов сильно возрастает доля каолинита. Обогащение этим минералом отмечено в породах верхней части турона из скв. 19 и 1 р и весьма характерно для всего изученного разреза сенонских осадков. Некоторые исследователи (Боголепов, 1961; Булыникова, Сурков, 1963) полагают, что значительная часть осадков сымской свиты сформирована в результате переотложения продуктов коры выветривания. Однако степень совершенства структуры каолинита в различных образцах не идентична. В нижней части толщ этот минерал «несовершенный», по мере продвижения вверх по разрезу в образцах наблюдается закономерное увеличение степени совершенства структуры каолинита. Такое распределение могло сложиться либо благодаря тому, что источники сноса, поставлявшие продукты выветрива-

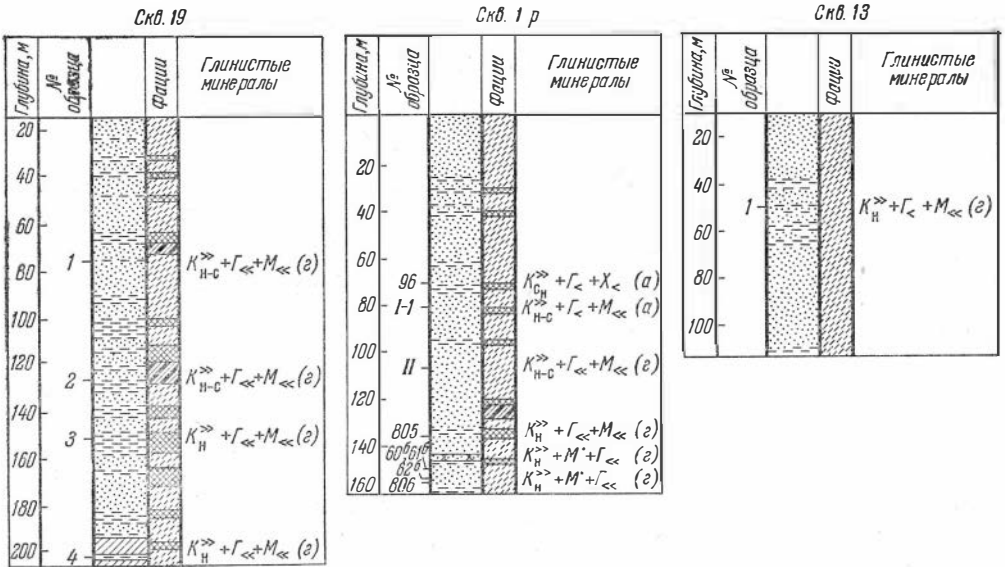


Рис. 8. Распределение глинистых минералов в отложениях сенона
Усл. обознач. см. на рис. 3

ния для рассматриваемого бассейна, находились на различных расстояниях от последнего в различные периоды сенонского времени, либо потому, что при формировании верхней части толщи существовали дополнительные источники сноса, представлявшие собой коры выветривания и находившиеся ближе к месту расположения скв. 19 и 1 р; возможно, также, что происходило выветривание и на месте.

* * *

На протяжении мезозойской эпохи в отложениях Касского района выделяются несколько главных типов ассоциаций глинистых минералов, закономерно сменяющихся во времени. Богатые монтмориллонитом и каолинитом среднеюрские отложения замещаются почти исключительно монтмориллонитовыми неокомскими, затем в апт-альб-сенонантуронское время основными составляющими глинистой фракции становятся каолинит и гидрослюда; в сенонских осадках эта полиминеральная ассоциация сменяется почти чистым каолинитом. Такая смена является отражением крупных перемен в геологической истории водосборных площадей и бассейнов седиментации.

Осадки, оказавшиеся в бассейне седиментации, могут остаться неизменными, незначительно измениться или подвергнуться глубокой переработке в зависимости от типа бассейна, состава осадков, степени проницаемости пород, последующей истории отложений и т. д. Наиболее ярким примером постседиментационных изменений состава глинистой фракции могут служить осадки пойменно-болотных и озерно-болотных фаций среднеюрского времени. Кислая среда болота вызвала резкое обогащение их каолинитом. Степень этого обогащения даже в условиях одинакового болота и тождественного состава глинистых минералов будет определяться еще и рядом других факторов, в числе которых следует отметить проницаемость породы. Благодаря циркуляции грунтовых вод создаются условия для развития вторичных минералов, в частности и глинистых.

Кроме преобразований в бассейне седиментации во время отложения и последующей истории осадка, происходят изменения глинистых

минералов и в процессе их переноса. Однако эти последние приводят не к изменениям в их составе, а лишь к ухудшению структуры минералов. Наиболее удобные нарушения в структуре могут быть прослежены для каолинита (отложения апт-альба, сеномана, турона и сенона).

Естественно, что первичный состав глинистых минералов скорректируется седиментационными и постседиментационными изменениями их. В каждом конкретном случае, конечно, эта поправка будет различной. Она может быть и очень большой, и ничтожно малой.

Многими исследователями неоднократно поднимался вопрос о возможности использования глинистых минералов для корреляции разрезов. В отложениях Касского профиля разновозрастные осадки из всех рассмотренных скважин характеризуются одинаковым составом глинистых минералов. Так что в этом районе может быть произведена вполне надежная корреляция различных разрезов по глинистым минералам. Однако если рассматривать осадки из одной скважины, то станет ясно, что наряду с четкой сменой состава глинистых минералов, характерной для некоторых эпох (средняя юра и неоком, неоком и апт-альб), отложения различного возраста, включенные в различные свиты, имеют одинаковый или почти одинаковый состав глинистых минералов (апт-альб, сеноман, турон). В этом случае глинистые минералы могут оказать лишь частичную помощь при корреляции.

Довольно отчетливо по глинистым минералам отмечаются коры выветривания и продукты их переотложения. При этом полезные сведения могут быть получены в результате изучения структурных особенностей минералов. Последнее позволяет также иногда более уверенно судить о возможных путях преобразования глинистых минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- Бриндли Г. В. Каолиновые минералы.— В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ, 1955.
- Бриндли Г. В., Робинсон К. Хлоритовые минералы.— В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ, 1955.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. Гостехиздат, 1961.
- Бульникова А. А., Сурков В. С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности», т. 2, 1962.
- Казанский Ю. П., Соколова М. Ф. Каолиновые минералы в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Среднего Приобья.— Геология и геофизика, 11, 1961.
- Ковалев Г. А., Дьяконов Ю. С. Рентгеновское исследование глинистых минералов группы каолинита.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. 88, вып. 4, 1959.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, 1962.
- Лебедев И. В. Меловые отложения Чулымской впадины.— Изв. Томск. политех. ин-та, 90, 1958.
- Мак-Эван Д. М. Монтмориллонитовые минералы.— В сб. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». ИЛ, 1955.
- Glass H. D. Clay mineralogy on Pennsylvanian sediments in southern Illinois.— Clay and clay minerals, Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council, pub. 566, 1958.
- Murrey H. H. Structural variations of some kaolinities in relation to dehydrated halloysites.— Amer. Min., 39, N 1-2, 1954.

*К. М. Абакумова, Г. В. Гуренкова, В. М. Кремнева,
М. Р. Махензон, Н. К. Миргородская, В. П. Петрова,
В. А. Плуман, А. Г. Пода, З. Я. Сердюк, К. В. Яскина, С. М. Яшина*

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ В КАЙНОЗОЙСКИХ И МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОБЪ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

На протяжении ряда лет авторы настоящей статьи занимались изучением глинистых минералов в разнофациальных отложениях кайнозойского и мезозойского возраста, развитых на территории Обь-Иртышского междуречья (рис. 1).

При диагностике глинистых минералов нами применялись следующие методы исследований: петрографический, рентгеноструктурный, термический, электронномикроскопический и иммерсионный (для ориентированных агрегатов частиц $< 0,001$ мм).

В результате проведенных исследований были выявлены глины мономинерального и смешанного состава, причем последние развиты значительно шире, чем первые. Остановимся на характеристике глинистых минералов и их смесей.

Каолинит — широко распространенный минерал. Его свойства в различных типах фаций не всегда одинаковые. Для каолинита характерны две разновидности: кристаллическая с совершенной и с несовершенной структурами. В шлифе кристаллический каолинит с совершенной структурой имеет форму бесцветных табличек, чешуек, стопочковидных, розетковидных и воротничковидных образований. Для последних трех форм характерна совершенная спайность по (001). Показатели преломления каолинита изученные в агрегатах ориентированных частиц $< 0,001$ мм, колеблются от 1,551 до 1,569.

Кристаллическая разновидность каолинита чаще всего встречается в цементах песчаников и алевролитов, образовавшихся в условиях русловой, делювиально-пролювиальной и морской мелководной фаций. В этих породах он выполняет поровые пространства. Иногда наблюдается каолинизация обломочных слюд за счет эпигенетических процессов, протекающих в породе. Слюды, разбухая и расщепляясь по спайности, образуют своеобразные розетки. Процессы каолинизации слюд бывают настолько интенсивными, что они теряют полностью свой первоначальный облик и структуру.

Каолинит с несовершенной структурой имеет в шлифе землистый облик и совершенно не двупреломляет. Иногда наблюдается в порых зернистых пород раскристаллизация скрытокристаллического каолинита в его кристаллическую разность. Ориентированные агрегаты частиц $< 0,001$ мм из каолинита с несовершенной структурой получа-

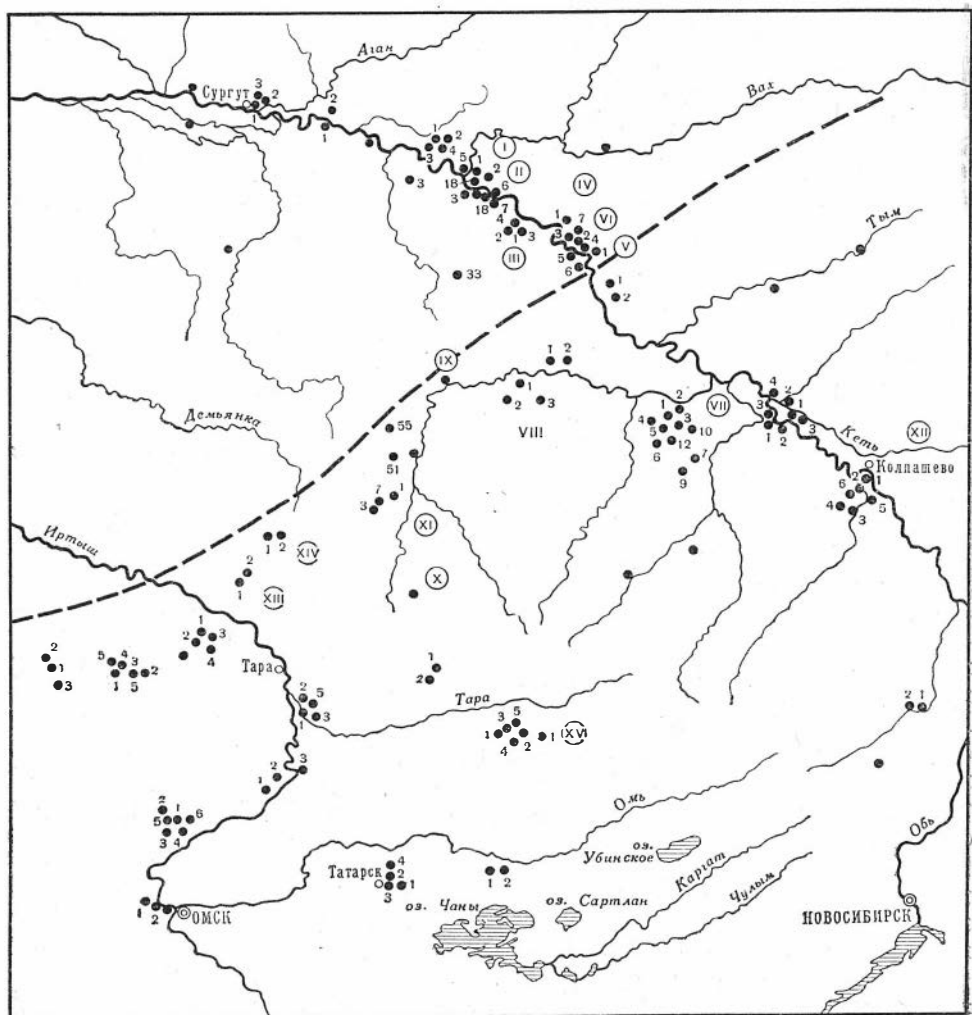


Рис. 1. Обзорная карта района исследования Обь-Иртышского междуречья Западно-Сибирской низменности

Исследованные площади: I — Соснинская, II — Медведевская, III — Александровская, IV — Лукашкин-Ярская, V — Амбарская, VI — Назинская, VII — Усть-Сильгинская, VIII — Средне-Васюганская, IX — Черемшанская, X — Игольская, XI — Моисеевская, XII — Белоярская, XIII — Ново-Васильевская площадь, XIV — Туйская, XV — Межовская. Штрихами обозначена северо-западная граница распространения отложений киялинской свиты. Черными точками показаны месторождения отдельных скважин

ются очень плохие (см. рис. 3). По ним весьма трудно определять показатели преломления. Такая разновидность каолинита встречается постоянно в породах всех типов фаций. Однако ее значительно меньше в породах фации русла и морского мелководного бассейна. Кривые нагревания каолинита характеризуются двумя эндотермическими остановками при $100-150$ и $530-580^{\circ}$ и одной экзотермической реакцией при $910-980^{\circ}$ (рис. 2). На электронных снимках частицы каолинита имеют неправильную псевдогексагональную форму.

Гидрослюды широко распространены в породах фаций крупных озер, лагун морского глубоководного бассейна и морского бассейна с элементами обмеления. Спорадически они встречаются в от-

ложениях фации морского бассейна со значительным обмелением и в морском мелководном бассейне.

В шлифе гидрослюды имеют мелкочешуйчатую, спутанноволокнистую и параллельноволокнистую формы. Показатели преломления по $n'_g = 1,568—1,586$; по $n'_p = 1,559—1,569$. Агрегаты ориентированных частиц $< 0,001$ мм обычно имеют щепковидную, веретеновидную и удлиненную формы, иногда с прямыми параллельными контурами.

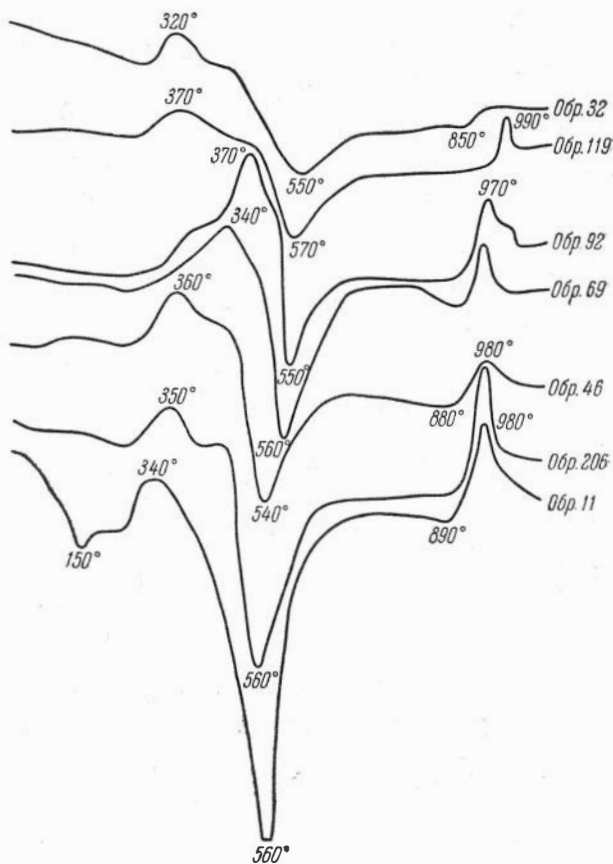


Рис. 2. Кривые нагревания глинистых фракций из отложений различных типов фаций

Фация мелководного морского бассейна (реки Туя, Васюган); обр. 32 — хлорит с тонкодисперсной примесью пирита и органики; обр. 46 — каолинит с примесью хлорита, пирита и органики; обр. 11 — каолинит с гидрослюдой, фация русла (Большеречье); обр. 206 — каолинит, фация поймы (с. Александрово); обр. 69 — каолинит с тонкодисперсной примесью органики, фация озера (Усть-Сильга); обр. 92 — каолинит, фация делювиально-пролювиальная (Александрово); обр. 119 — каолинит

Кривые нагревания фракций $< 0,001$ мм гидрослюдистых глин характеризуются первым неглубоким эндотермическим эффектом при $90—150^\circ$ и вторым более глубоким при $560—600^\circ$. На некоторых кривых нагревания иногда довольно четко выражен третий эндоэффект при $860—870^\circ$. Этому эндоэффекту обычно сопутствует экзоэффект при $920—940^\circ$. Гидрослюды, по данным рентгеноструктурного анализа, представлены в большинстве своем иллитом. Глинистые частицы $< 0,001$ мм на электронных снимках имеют неправильную форму.

Хлориты встречаются в двух разновидностях. Первая разновидность хлорита образовалась хемогенным путем. Она характерна в основном для пород лагун, морского мелководного бассейна и морского бассейна со значительным обмелением. Эти фации развиты в отложениях юры и неокома. Вторая разновидность хлорита встречается в районе Омско-Тарского Прииртышья в породах континентальных типов фаций. Она образовалась в результате размыва хлоритизированных пород (эффузивов, туфов) и последующего переотложения их в бассейне седиментации.

Хлориты первой разновидности имеют чаще хлопьевидную форму; они изотропны. Для ориентированных агрегатов частиц $< 0,001$ мм характерна грубая параллельноволокнистая форма, густая зеленая окраска и высокий показатель преломления: $n'_g = 1,583 - 1,608$; $n'_p = 1,578 - 1,600$. Иногда в шлифе наблюдается раскристаллизация аморфного хлорита в его зернистую разность и образование кристификационных каемок вокруг обломочных зерен.

Для хлоритов второй разновидности характерен землистый облик их в шлифе, изотропность. Окраска таких хлоритов зеленовато-серая и серовато-зеленая, иногда с буроватым оттенком за счет окисления закисного железа.

Кривые нагревания хлоритов имеют два четко выраженных эндоэффекта при $100 - 140$ и $500 - 560^\circ$ (см. рис. 2). Рентгеноструктурный анализ отмечает в основном присутствие железистых хлоритов (шамозита); магнезиально-железистые хлориты рентгеноструктурным анализом почти не отмечаются.

Бейделлит¹. В шлифе он имеет мелкочешуйчатое строение, зеленый и буровато-зеленый цвет. Хорошо определяется в агрегатах ориентированных частиц фракции $< 0,001$ мм. Форма агрегатов пакетовидная, гребешковидная, спиралевидная. Строение агрегатов волокнистое (рис. 3). Показатели преломления: $n'_g = 1,553 - 1,560$; $n'_p = 1,530 - 1,545$; $n'_g - n'_p = 0,018 - 0,020$.

Кривые нагревания бейделлитовых глин очень близки с таковыми гидрослюдистых, но первый эндоэффект у бейделлитовых глин несколько глубже, чем у гидрослюдистых.

Характерной особенностью глин, аргиллитов и цементов зернистых пород является то, что они в основном состоят из смеси двух-трех минералов. Так, в отложениях юры и неокома встречаются часто смеси гидрослюдисто-каолинитового, каолинитово-гидрослюдистого, гидрослюдисто-хлоритового, каолинитово-хлоритового, гидрослюдисто-хлоритово-каолинитового составов и т. д. В отложениях кайнозоя нередко присутствуют смеси гидрослюда с бейделлитом, причем в смеси преобладает то бейделлит, то гидрослюда. Каолинит в смесях такого состава присутствует довольно редко.

Приведем краткую характеристику наиболее часто встречающихся минеральных смесей.

Каолинитово-гидрослюдистый тип. В шлифах глинистая масса буровато-серого и буроватого цвета, тонкоагрегативного и тонкочешуйчатого строения. Показатели преломления выше 1,540. Двупреломление в серых и серовато-желтых тонах. Иногда глинистая масса имеет оптически ориентированное строение, обусловленное однонаправленным расположением чешуек гидрослюда. Для агрегатов ориентированных частиц $< 0,001$ мм характерны неправильные, щепковидные с неровными извилистыми краями, размазанные формы.

¹ Авторы придерживаются классификации глинистых минералов, предложенной в методическом руководстве по глинам, изданном в 1957 г. Большинство исследователей в настоящее время бейделлит в Западно-Сибирской низменности не выделяют. — *Ред.*

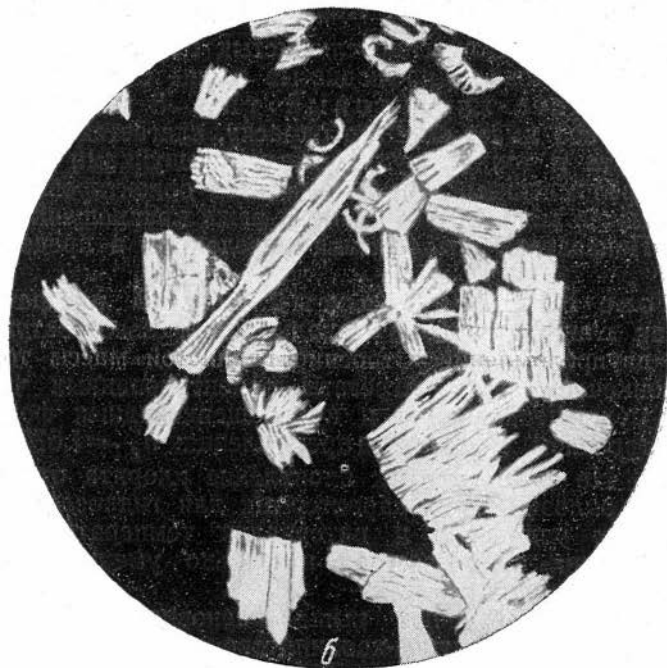
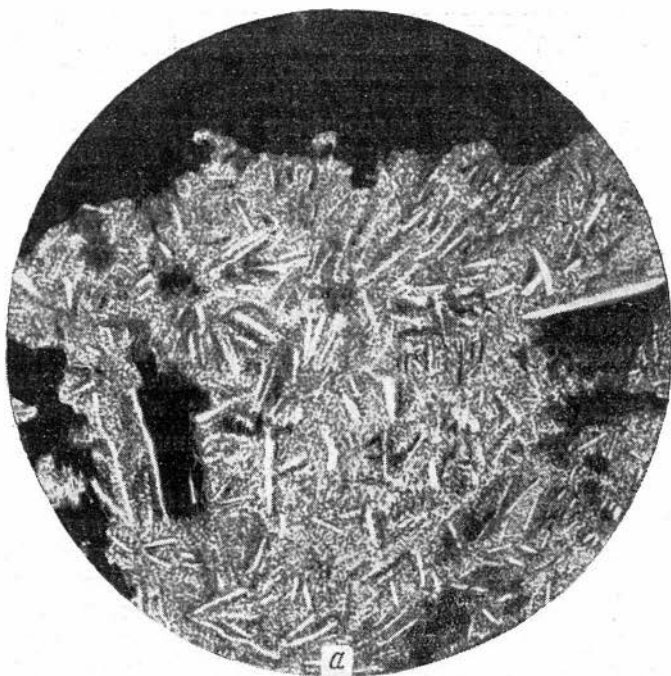


Рис. 3. Форма агрегатов ориентированных частиц $<0,001$ мм
а — агрегаты каолинита; б — агрегаты бейделлита

Отмечается также появление спутанноволокнистых агрегатов. Показатели преломления глин этого состава $n'_g = 1,572—1,577$; $n'_p = 1,553—1,570$. Двупреломление в таких глинах понижается порой до 0,009—0,013. Термограммы каолинитово-гидрослюдистых глин обнаруживают эндоэффекты в интервалах температур 110—130; 520—600 и 860—880°. Обычно очень четко выражен эндоэффект в интервале 550—560°, соответствующий потере кристаллизационной воды каолинитом и гидрослюдой. Эндоэффект при высоких температурах (860—880°) неглубокий. Кроме того, присутствие каолинита отражается на кривых нагревания появлением неглубокого, но ясно выраженного экзоэффекта в интервале температур 910—930°.

Бейделлитово-гидрослюдистый тип. Агрегаты ориентированных частиц $<0,001$ мм имеют щепковидные формы с волокнистым строением, пакетовидные, гребешковидные и сноповидные формы. Показатели преломления таких глин обычно невысокие (по сравнению с чисто гидрослюдистыми глинами): $n'_p = 1,540—1,560$; $n'_g = 1,560—1,575$. Двупреломление довольно значительное, в пределах 0,012—0,022.

Гидрослюдисто-каолинитовый тип. В шлифах глинистая масса смеси этого типа представляет собой тонкочешуйчатый агрегат беспорядочного или оптически ориентированного строения с показателями преломления больше 1,54; двупреломляет в серых и желтых цветах. Для агрегатов ориентированных частиц фракции $<0,001$ мм характерно развитие тех же форм, что и для каолинитово-гидрослюдистых глин. Показатели преломления варьируют: $n'_g = 1,557—1,580$; $n'_p = 1,553—1,573$. Характер кривых нагревания такой же, как и для каолинитово-гидрослюдистых глин. Иногда в шлифах выделяются каолинитово-гидрослюдистые глины с примесью хлорита.

Гидрослюдисто-хлоритовый тип. В шлифах глинистая масса этого состава имеет зеленую окраску, складывается в основном чешуйками хлорита и тонкими удлиненными чешуйками гидрослюды с высоким двупреломлением. Форма агрегатов ориентированных частиц $<0,001$ мм обычно мелкощепковидная и реже крупнощепковидная, пакетовидная. Показатели преломления определены в пределах 1,581—1,605.

Хлоритово-гидрослюдистый тип. В прозрачных шлифах основная глинистая масса породы имеет зеленоватую окраску, пониженное двупреломление. Строение глинистой массы тонкоагрегативное и тонкочешуйчатое. Агрегаты ориентированных частиц проявляются в мелкощепковидных и крупнощепковидных формах с волокнистым строением. Показатели преломления: $n'_g = 1,575—1,579$; $n'_p = 1,562—1,584$. На термограммах проявление хлорита отмечается наличием, кроме эндоэффектов, характерных для гидрослюды, двух новых, неглубоких эндопиков в интервалах температур 210—230 и 610—680°. На этих термограммах несколько уменьшается глубина «гидрослюдистых» пиков.

Кроме охарактеризованных выше разновидностей, встречаются сложные по составу хлоритово-каолинитово-гидрослюдистые и каолинитово-хлоритово-гидрослюдистые глины и цементы. Более точно они диагностируются в шлифах, рентгеноструктурным и термическим анализами; в иммерсионных же препаратах четкая диагностика их затруднена.

Рассмотрим приуроченность отдельных глинистых минералов и их смесей к разнофациальным породам и различным стратиграфическим горизонтам. При освещении этого вопроса весьма коротко остановимся на характеристике выделенных нами типов фаций.

СРЕДНЯЯ ЮРА

(тюменская, татарская, васюганская свиты)¹

Фашия русла характеризуется алевритово-песчаным комплексом пород, содержащих иногда прослои гравелитов и галечников. Отсортированность кластического материала недостаточно хорошая. Для пород характерна крупная и мелкая косая, перекрестная слоистости. Иногда встречаются крупные растительные остатки. Часто породы фашии русла залегают с размывом на подстилающих и содержат в своем составе гальку лежащих ниже пород. В некоторых разрезах (Омск, Ново-Логиново, Большеречье) проявляется цикличность в отложениях фашии русел. Грубообломочные гравелитовые породы сменяются постепенно песчаниками и более тонкими алевролитами. В строении цикла четко проявляется сезонность. Породы фашии русла имеют линейное распространение и очень трудно прослеживаются скважинами по площади. Иногда наблюдается миграция русел с образованием широкой аллювиальной долины. На территории Обь-Иртышского междуречья исследованиями установлены русла рек палео-Оби и палео-Иртыша, а также более мелких их притоков типа современных рек Тыма, Кети, Васюгана и т. д.

Петрографический состав алевролитов и песчаников фашии русла полимиктовый. В нем отражается влияние источников сноса обломочного материала. Следует отметить, что слюды и другие минералы пластинчатого габитуса в породах этой фашии отсутствуют. Содержание первичного глинистого цемента невелико и не превышает 10—15%. Минеральный состав цемента характеризуется широким развитием кристаллического каолинита. Гидрослюдистый цемент занимает подчиненное место. Что касается цемента хлоритового состава, то он развит только в зернистых породах фашии русла в районе Омско-Тарского Прииртышья. Своим появлением он обязан размыву эффузивов и туфов, широко развитых в этом районе. Фашия поймы характеризуется частым переслаиванием маломощных прослоев песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, сидеритов. Мощность переслаивающихся прослоев от 0,05—0,20 до 0,4—1,0 м. Отсортированность пород плохая. Для пород характерна тонкая и грубая горизонтальная, пологоволнистая, косая и линзовидная слоистости, текстуры заиливания и взмучивания. В результате переслаивания отдельных типов пород иногда образуются серийные этажи мощностью 0,05—0,40 м, реже больше. Мощность слоев в серийном этаже колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм. Характерной особенностью пород этого типа фашии является обилие растительного материала. Часто встречаются корешки и стебли растений, захороненные перпендикулярно наслоению. Маломощные прослои углистых аргиллитов образовались в мелких зарастающих болотах, широко развитых на пойме. Иногда среди пород пойменного генезиса встречаются тонкие ленточные аргиллиты, похожие по своему облику на глубоководные морские. Такие аргиллиты, по-видимому, образовались в условиях речных стариц со стоячей водой.

Петрографический состав пойменных пород близок к таковому фашии русла. Содержание первичного глинистого цемента в алевролитах и песчаниках повышается до 25—35%. Состав цемента каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый и гидрослюдистый. Каолинит в этих

¹ Васюганская свита является морским аналогом верхней части тюменской свиты. Выделена она в 1961 г. В. Я. Шернхора. Эта же свита выделена Ф. Г. Гурари под названием локовской.

породах чаще скрытокристаллический и реже кристаллический. Хлорит в аргиллитах и в цементе зернистых пород фации поймы встречается в районе Омско-Тарского Прииртышья, где он представлен второй разновидностью, рассмотренной выше. Чаще он присутствует в смеси с другими глинистыми минералами.

Фация застойных водоемов и болот по литологическому облику пород близка к фации поймы. Это алевролиты, алевролитистые и углистые, редко глинистые песчаники. Часто встречаются линзочки угля и прослойки сидерита. Для пород характерна темно-серая, иногда до черной окраска, обусловленная присутствием тонкодисперсного и более грубого растительного материала. Породы обычно неслоистые, но если слоистость и наблюдается, то она выражена слабо. Встречаются аргиллиты с комковатой текстурой и текстурой взмучивания. Петрографический состав пород этой фации очень близок к таковому пойменной. В комплексе глинистых минералов широко развиты каолинит и гидрослюда. Хлорит второй разновидности встречается в районе Омско-Тарского Прииртышья.

Фация торфяного болота характеризуется широким развитием углей, переслаивающихся с прослоями углистых аргиллитов и алевролитов. Мощность пластов угля достигает 10,0—15,0 м. Для аргиллитовых прослоев характерен каолинитовый состав основной глинистой массы, причем преобладает каолинит с несовершенной структурой. Кристаллический каолинит встречается редко.

Для фации крупных озер и лагун характерно переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников. Мощность переслаивающихся слоев колеблется от нескольких сантиметров до 5,0—10,0 м и больше. Среди пород этой фации встречаются прослой углистых аргиллитов и реже углей. В породах наблюдается тонкая и грубая горизонтальная, косая и линзовидная слоистости, текстуры «взмучивания». Растительный материал неравномерно распределен в породе. Имеются прослой с почти полным его отсутствием или, наоборот, прослой, обильно насыщенные растительными остатками. Изредка встречаются растительные отпечатки очень хорошей сохранности. Петрографический состав песчаников и алевролитов полимиктовый и зависит от состава питающих провинций. Содержание цемента колеблется в пределах 15—20%. Состав его каолинит-гидрослюдистый и гидрослюдисто-каолинитовый. Такой же состав имеет и основная масса аргиллитов этой фации. Хлорит присутствует очень редко в виде примеси к преобладающим минералам.

Фация делювиально-пролювиальная. Характеризуется широким развитием грубого кластического материала типа гравелитов, гравелитовых песчаников, песчаников и алевролитов. Крупность материала и его отсортированность зависят прежде всего от дальности его переноса и от петрографического состава пород источников сноса. От последнего также зависит петрографический состав отложений этого типа фаций. Содержание глинистого цемента в породах колеблется в очень широких пределах: 1—2 до 20—25%. Состав цемента нередко мономинеральный — каолинитовый и смешанный — гидрослюдисто-каолинитовый. В Омско-Тарском Прииртышье состав цемента хлоритово-каолинитовый, каолинитовый и гидрослюдистый.

Фация морского мелководного бассейна. Для пород этого генезиса характерно широкое развитие песчаников и алевролитов. Мощность этих пород колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Меньшее распространение и меньшую мощность имеют аргиллиты, иногда они черные углистые и битуминозные. В аргиллитах встречается макро- и микрофауна. Для пород характерна глубокая и реже тонкая горизонтальная, косая, полого-

волнистая, перекрестная и линзовидная слоистости. В песчаниках и алевролитах встречаются брекчиевидные включения аргиллитов, текстуры «взмучивания» и оползания. Петрографический состав пород этой фации полимиктовый. Он достаточно выдержан на большой территории. Обломочный материал хорошо окатан. Содержание первичного цемента обычно не превышает 5—15%. Состав цемента и основной массы глинистых пород чаще каолинитовый, каолинитово-гидрослюдистый, хлоритово-гидрослюдистый и хлоритово-каолинитовый. Каолинит встречается как скрытокристаллический, так и кристаллический. Нередко обе разновидности каолинита присутствуют в породе вместе. Хлорит, типа шамозита, почти никогда самостоятельно не встречается, а в виде примеси присутствует с основным глинистым материалом.

Фа́ция лагу́н. Это пестроцветные породы, повышено карбонатные, имеют пятнистую окраску, комковатое сложение, зеркала скольжения. Растительные остатки почти повсеместно отсутствуют. Среди пород широко развиты аргиллитоподобные глины, содержащие гнездовидные и линзовидные включения алевроитово-песчаного материала. Породы неслоистые. Основная масса аргиллитоподобных глин имеет каолинитовый и каолинитово-гидрослюдистый состав с примесью хлорита (шамозита). В виде тонкодисперсной примеси в глинах и цемен-тах содержатся лимонит, гетит и гидрогетит, развивающиеся за счет окисления хлоритов и гидрослюд.

ВЕРХНЯЯ ЮРА (марьяновская свита)

Фа́ция морского мелководного бассейна. Для пород характерно широкое развитие песчаников и алевролитов. Прослой аргиллитов развиты незначительно. Иногда встречаются прослой мергелей, известняка, сидерита, пирита. В песчаниках барабинской пачки, образовавшихся в этих условиях, содержится глауконит, галька осадочных пород, макрофауна и конкреции пирита. В цементе песчаников и алевролитов, а также аргиллитовых разностях пород этой фации установлен гидрослюдисто-каолинитовый, каолинитовый, реже хлоритово-каолинитово-гидрослюдистый и гидрослюдистый состав глинистых минералов.

Фа́ция морского бассейна (баженовская пачка). В литологическом отношении породы представлены толщей буровато-черных плитчатых, местами известковистых аргиллитов с повышенной битуминозностью, остатками рыб, обломками аммонитов и многочисленными включениями пирита, нередко в виде микроконкреций и прослоек. Аргиллиты содержат мелкие обуглившиеся растительные остатки, изредка встречаются тонкие прослоечки алевролитов и известняков. Часто в аргиллитах отмечаются остатки кокконтофоридовых водорослей и известковистые скелеты фораминифер.

Состав глинистых минералов в этих породах гидрослюдисто-каолинитовый, каолинитово-гидрослюдистый, реже мономинеральный гидрослюдистый. Иногда в глинистом материале различается небольшая примесь монтмориллонита, наличие которого подтверждается данными рентгеноструктурного анализа.

Фа́ция сравнительно глубоководного морского бассейна. Представлена однородной толщей тонкоплитчатых аргиллитов. В нижней части разреза аргиллиты темно-серые, почти черные, вверх по разрезу постепенно переходят в более светлые со слабым зеленоватым оттенком. Аргиллиты иногда с небольшой примесью алевроитового материала, неравномерно известковистые, содер-

жат большое количество включений пирита, мелкий обуглившийся растительный детрит, ихтиодетрит и остатки макро- и микрофауны. Породы дают хорошую реакцию на фосфор. Изредка встречаются прослой известняка и песчаника. Больше развитие алевритовых прослоев наблюдается обычно в верхней части разреза. Глинистый материал в породах верхнемарьяновской пачки имеет преимущественно каолинитово-гидроослюдистый или гидроослюдистый состав. В верхней части разреза часто усиливается примесь хлорита. Редко в небольшом количестве присутствуют монтмориллонит и бейделлит.

НИЖНИЙ МЕЛ

Валанжин

(куломзинская и тарская свиты)

Фация сравнительно глубоководного морского бассейна. Породы представлены в основном хорошо отмученными аргиллитами зеленовато-серого цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, с остатками макро- и микрофауны. Состав глинистых минералов в породах этой фации каолинит-гидроослюдистый и гидроослюдистый.

Фация морского бассейна с элементами обмеления. Для пород этой фации характерен алевритово-аргиллитовый состав. Породы горизонтальнослоистые, серого и зеленовато-серого цвета. Состав глинистых минералов гидроослюдистый, иногда с примесью каолинита.

Фация морского бассейна со значительным обмелением. В этих условиях накопилась песчано-алевритово-глинистая толща пород с преобладанием в ней аргиллитов. Аргиллиты и алевролиты часто обогащены обломочным материалом, образующим в породе линзы, гнезда и прослой. Песчаники мелкозернистые, обычно алевритовые, тонкослюдистые, кварц-полевошпатовые с гидроослюдистым, хлорит-гидроослюдистым и хлоритовым цементом. В аргиллитах основная масса сложена гидроослюдой, часто с примесью хлорита, реже каолинита.

Фация морского мелководного бассейна. В этих условиях образовались в основном породы тарской свиты и частично куломзинской (верхняя толща свиты). Породы представлены в основном песчаниками и алевролитами. Аргиллиты занимают подчиненное место. Песчаники и алевролиты серые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые и кварц-полевошпатовые. Цементом чаще всего является железистый хлорит типа шамозита; в виде примеси иногда присутствует гидроослюда или каолинит. Хлорит в породах этой фации и в породах рассмотренных выше фаций представлен первой разновидностью. Он обычно хорошо раскристаллизован, образует кристификационные каемки вокруг обломков, где чешуйки хлорита располагаются строго перпендикулярно обломкам. Иногда хлорит представлен аморфным изотропным веществом. Следует заметить, что при раскристаллизации хлорита появляются свободные поры, необходимые для скопления в них нефти и газа (свободных пор до 18—30%).

Магнезиально-железистые хлориты зафиксированы рентгеноструктурным анализом, но редко и в небольшом количестве. Основная масса аргиллитов имеет гидроослюдисто-хлоритовый или хлоритовый состав. Монтмориллонит встречается в виде примеси в породах приведенных выше морских типов фаций, но не повсеместно и в небольшом количестве.

Готерив — баррем

(киялинская и вартовская свиты)

Эти отложения образовались в условиях лагуны (киялинская свита) и морского мелководного бассейна (вартовская свита).

Фа́ция лагу́н. Характеризуется чередованием аргиллитоподобных пестроокрашенных глин с алевролитами и песчаниками. Породы содержат карбонаты, редко растительный детрит. Характерной особенностью аргиллитоподобных глин является их комковатая текстура. Минеральный состав глин и цементов преимущественно гидрослюдистый, с почти постоянной примесью хлорита, реже каолинита и бейделлита. Примесь бейделлита обычно появляется в верхней части пород этой фации. Рентгеноструктурным анализом отмечается иногда присутствие монтмориллонита.

Фа́ция морского мелководного бассей́на. Для нее характерно широкое развитие алеврито-песчаных пород, содержащих прослой аргиллитоподобных глин. В породах наблюдается косая и линзовидная слоистости, подчеркиваемые намывами растительного детрита.

Глинистые минералы в породах этой фации представлены гидрослюдой, хлоритом и каолинитом. Нередко встречаются эти минералы совместно, образуя многокомпонентные смеси. Хлорит представлен первой разновидностью. Часто он образует крустификационные каемки вокруг обломочных зерен. Поры в песчано-алевритовых породах обычно выплнены аморфным хлоритом первой разновидности.

В породах этой фации наблюдается несколько большее развитие каолинита в составе глин и цементов, чем в породах фации лагун. Вероятно, это связано со значительным распространением растительной органики, поддерживающей кислую среду в бассейне седиментации. Кроме того, более широкому распространению каолинита в породах фации морского мелководного бассейна способствует также значительно меньшее количество кальцита, чем в осадках фации лагун. Присутствие в растворах ионов Са препятствует образованию каолинита. Каолинит отмечается в цементе как в смеси с другими глинистыми минералами, так и отдельно от них, выполняя поры в породе. В этом случае каолинит хорошо раскристаллизован, образует воротничковидные и стопочковидные формы. Бейделлит в составе глинистой фракции пород этой фации встречается значительно реже, чем в осадках фации лагун.

В лежащих стратиграфически выше отложениях глинистые минералы нами изучались также. Однако незначительный выход керна по скважинам глубокого бурения не позволил систематизировать полученные результаты исследований, поэтому дальнейший обзор глинистых минералов мы проведем с отложений чеганской свиты (палеоген).

ПАЛЕОГЕН

(чеганская свита)

Литологически породы чеганской свиты представлены преимущественно глинами серовато-зелеными, зелеными, плитчатыми с частыми стяжениями пирита. В некоторых разрезах имеется чередование плитчатых зеленых глин с зеленовато-серыми песками. Фациально отложения чегана характеризуют обстановку регрессивного моря: морские отложения нередко чередуются с континентальными. Состав глинистых минералов в породах смешанный: гидрослюдисто-бейделлитовый и бейделлит-гидрослюдистый; каолинит отмечается в редких образцах и в очень незначительном количестве.

Некрасовская серия

Атлымская свита. Отложения атлымской свиты представлены песками светло-серыми, мелко- и среднезернистыми. Состав глинистой примеси каолининовый.

Новомихайловская свита. Породы в основном имеют серую, нередко с коричневатым оттенком (за счет растительных остатков) окраску, представлены алевролитами, глинами алевролитистыми и алевроитовыми и в подчиненном количестве песками тонкозернистыми. Отложения новомихайловской свиты обогащены растительными остатками и нередко в них имеются прослои лигнитов. Глины в отложениях новомихайловской свиты каолининово-гидрослюдистые, гидрослюдисто-каолининовые и очень часто каолининовые. Бейделлит встречается редко, в основном как примесь к другим минералам.

Знаменская свита. Отложения знаменской свиты представлены глинами алевроитовыми и алевролитистыми, алевролитами, песками (в основном мелкозернистыми) серого цвета. Однако в сравнении с отложениями новомихайловской свиты в отложениях знаменской свиты меньше выражены коричневатые оттенки. Породы содержат несколько меньше растительных остатков, и прослои лигнитов в них редки. Тип глин чаще всего бейделлит-гидрослюдистый, гидрослюдистый с примесью бейделлита или бейделлитовый с примесью гидрослюды. Часто как примесь отмечается и каолинит.

НЕОГЕН

Таволжанская свита. Представлена глинами комковатыми светло-зелеными, зелеными, зеленовато-желто-серыми, реже коричневатосерыми. В подчиненном количестве встречаются зеленовато-серые пески и супеси. Породы некарбонатные, но иногда карбонат фиксируется в виде стяжений и конкреций. Для этой свиты характерны бейделлит-гидрослюдистый, гидрослюдисто-бейделлитовый и реже бейделлитовый типы глин.

Аральская свита. Осадки свиты представлены глинами, чаще всего пестроокрашенными, часто с налетами марганца. Иногда отмечаются незначительные стяжения карбоната. Наибольшим распространением пользуются бейделлитово-гидрослюдистые, гидрослюдисто-бейделлитовые и бейделлитовые глины, меньшим — гидрослюдистые и каолининовые и их смеси.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Кочковская свита. Отложения кочковской свиты подразделяются на две литолого-фациальные пачки: к нижней части относятся каргатская пачка серых, желтовато-серых мелкозернистых песков русловых и пойменных фаций, с преобладанием русловых; к верхней части свиты относятся суглинки и глины убинской пачки, представляющие собой отложения плоских заболоченных водоразделов, для которых характерны озерно-болотные, элювиальные и делювиальные типы фаций. В нижней части каргатской пачки пески содержат гравий и гальку сланцев и песчаников. Для отложений каргатской пачки выделены гидрослюдистый, каолинит-гидрослюдистый, бейделлит-гидрослюдистый и каолинит-бейделлит-гидрослюдистый типы глин.

Убинская пачка складывается алевроитовыми глинами и суглинками бурыми, желто-бурыми, серыми с различными оттенками со слонистой, комковатой и микробовидной текстурами. Здесь чаще всего встречаются гидрослюдистые глины с примесью бейделлита и в меньшей степени каолинита. В меньшем количестве отмечены бейделлитовые глины

с примесью гидрослюд, каолинита и монтмориллонита и каолиновые с примесью гидрослюд.

Краснодубровская свита. Представлена лёссовидными, карбонатными суглинками, глинами, реже супесями субаэрального, эолового генезиса. Для отложений краснодубровской свиты в основном характерен гидрослюдистый состав с хорошо развитыми процессами каолинизации. Иногда встречается бейделлит.

Федосовская свита. Является озерным аналогом краснодубровской свиты и представлена карбонатной толщей серых суглинков и глин с прослоями супесей и песков. Широко развит в этих породах бейделлит-гидрослюдистый тип глин, иногда как примесь встречается каолинит.

* * *

Изученные нами глинистые минералы имеют как аллотигенное, так и аутигенное происхождение, причем первые развиты гораздо шире, чем последние. Широкое развитие каолинита в породах фации русла, поймы, застойного водоема, торфяного болота и морского мелководья мы связываем как с характером коры выветривания источников сноса, поставлявших каолинит в осадок, так и с геохимической обстановкой бассейна седиментации. Следует отметить, что породы доюрского фундамента, вскрытые глубокими скважинами на территории Обь-Иртышского междуречья, сильно выветрелые, каолинизированные. Иногда по керну можно проследить все переходные разновидности изменения материнской породы вплоть до глинистого структурного элювия, причем состав глинистого элювия зачастую каолинитовый. Исследованиями вполне достоверно установлена связь местных источников сноса при формировании пестрофациальных отложений средней юры. Обилие органического вещества в породах перечисленных типов фаций способствовало созданию кислой среды в осадке. Последняя необходима как для сохранения обломочного каолинита, так и для преобразования глинистого вещества в каолинит.

Каолинит в породах делювиально-пролювиальной фации образовался в основном за счет размыва коры выветривания тех валов и поднятий, на склонах и у подножья которых этот тип фаций развит. Генетическая связь материнских пород с составом делювиально-пролювиальных отложений установлена не только по глинистым минералам, но и по комплексу породообразующих минералов.

Гидрослюды в породах различных типов фаций средней юры образовались как за счет разрушения и переотложения пород источников сноса, так и в результате диагенетической и эпигенетической переработки первичного глинистого вещества в щелочной среде бассейна седиментации при наличии калия в составе воды.

На формировании многокомпонентных смесей глинистых минералов сказалось влияние состава пород источников сноса, скорость захоронения продуктов разрушения и непостоянство геохимического режима бассейна седиментации. Значительная роль в образовании глинистых минералов смесей принадлежит процессам позднего диагенеза и эпигенеза. Эти процессы способствовали сложной переработке глинистого вещества и вторичному минералообразованию.

Хлориты в русловых и пойменных фациях Омско-Тарского Прииртышья образовались путем размыва и последующего переотложения хлоритизированных пород (эффузивов, туфов). Образование хлоритов в фациях морского мелководья и лагуны происходило хемогенным путем в результате коагуляции и осаждения железа из раствора в осадок.

Отложения верхней юры, образовавшиеся в условиях мелководного морского бассейна (барабинская пачка), характеризуются широким

развитием каолинита и несколько меньшим развитием хлорита и гидрослюда. Близкий состав глинистых минералов имеют породы баженновской пачки, образовавшиеся в условиях фации морского бассейна. Ассоциация глинистых минералов пород фации морского сравнительно глубоководного бассейна характеризуется гидрослюдистым и реже каолинит-гидрослюдистым составом.

Для отложений куломзинской свиты, образовавшихся в фации морского бассейна с элементами обмеления, характерны глины каолинитово-гидрослюдистого и хлоритово-гидрослюдистого состава. Породы фации морского бассейна со значительным обмелением начинают постепенно обогащаться хлоритом. Аргиллиты и тонкие алевролиты имеют гидрослюдистый или каолинитово-хлоритово-гидрослюдистый состав; цемент песчаников и алевролитов, помимо гидрослюдистого и каолинитово-хлоритово-гидрослюдистого материала, нередко состоит из чистого хлорита. В отложениях фации мелководного бассейна установлено широкое развитие хлорита-шамозита. В аргиллитах и тонких алевролитах получили широкое распространение гидрослюдисто-хлоритовые и каолинит-гидрослюдисто-хлоритовые ассоциации глинистых минералов. Глинистые цементы крупнозернистых алевролитов и песчаников часто представлены мономинеральным хлоритом.

Отложения тарской свиты, образованные в мелководноморском бассейне, близкие по условиям к отложениям мелководноморской фации куломзинской свиты, имеют тождественную ей ассоциацию глинистых минералов. Среди глинистых минералов широкое развитие получили в основном железистые хлориты типа шамозита. Довольно часто в аргиллитах и алевролитах встречаются смешанные типы глинистых минералов: гидрослюдисто-хлоритовый и хлорит-гидрослюдистый.

Пестроцветные осадки киялинской свиты образовались в лагунных условиях. Здесь получили широкое развитие гидрослюдистые глины с примесью хлорита и реже каолинита и бейделлита. Для отложений вартовской свиты, образовавшихся в мелководных морских условиях, характерными минералами являются каолинит, гидрослюда и хлорит. Состав глинистых минералов во многом зависит от типа выветривания на суше и конкретных геохимических условий в бассейне седиментации. Обильное скопление органики, низкое значение рН благоприятствовали образованию и сохранению каолинита, и, наоборот, щелочной состав вод, присутствие ионов К способствуют сохранению и образованию гидрослуд.

Присутствие хлорита в отложениях валанжина и готерив-баррема мы склонны связывать с источниками сноса, поставлявшими большое количество железа в бассейн седиментации. Последнее, при определенных геохимических условиях, коагулируя, выпадало в осадок в форме аморфного хлорита (шамозита). Последующую его раскристаллизацию следует относить за счет процессов позднего диагенеза и эпигенеза.

Значительное содержание в чеганской свите гидрослуд и бейделлита, очевидно, следует объяснять непостоянством химического состава вод чеганского моря. Можно полагать, что нормальный солевой состав (при наличии повышенного содержания калия) способствовал образованию и сохранению гидрослуд. При изменении нормального состава морской воды (низком содержании калия) шло образование смешанно-слоистого минерала — бейделлита. Образованию последнего, возможно, способствовали процессы диагенеза и эпигенеза.

Большое распространение в отложениях атлымской и новомихайловской свит каолинита тесным образом связано с вещественным составом источников сноса и фациальной обстановкой бассейна седиментации. Что касается отложений, занимающих стратиграфическое положение выше новомихайловской свиты, то состав глинистых минералов в основном связан с источником сноса. Фациальные условия, процессы диагенетических преобразований почти не изменили первичный состав глинистых минералов.

Г. Н. Бровков, И. Д. Забияка

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ТУВЫ

Состав глинистых пород среднего палеозоя Тувы до последнего времени никем не изучался. Вместе с тем глинистые породы (аргиллиты и особенно глинистые алевролиты) широко распространены по всему разрезу. Они присутствуют среди различных по происхождению (морские, лагунные, озерные, субаэральные, вулканогенно-осадочные) и составу (песчано-конгломератовые, терригенно-карбонатные, терригенно-пирокластические и др.) отложений и представляют ценный материал для выяснения ряда фациально-палеогеографических и литогенетических вопросов.

Изучение глинистых пород производилось комплексом методов: оптическим, рентгеновским, термическим, электронномикроскопическим, химическим и фотометрированием. При рентгеноструктурном анализе¹ производилось, как правило, прокаливание образцов при 700° в течение одного часа (при появлении рефлексов хлорита и каолинита) и насыщение этилен-гликолем и глицерином (при появлении рефлексов вермикулита, хлорита, монтмориллонита).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В составе фракции <0,001 мм глинистых пород² присутствуют диоктаэдрические и триоктаэдрические гидрослюды, магнезиально-железистые и магнезиальные хлориты, каолинит, вермикулит; монтмориллонит достоверно не установлен. Преобладают диоктаэдрические гидрослюды. Примесь хлоритовых минералов почти постоянна. Иногда они играют роль основного компонента. Прочие минералы появляются спорадически и в небольшом количестве. Установлены следующие типы глинистых пород: мономинеральные гидрослюдистые (I), гидрослюдистые с хлоритом и хлорит-гидрослюдистые (II), гидрослюдисто-хлоритовые (III), хлоритовые с гидрослюдой (IV), гидрослюдистые с каолинитом (V), гидрослюдисто-хлоритовые и хлорит-гидрослюдистые с каолинитом (VI), гидрослюдистые с каолинитом и вермикулитом (VII),

¹ Рентгеноструктурные анализы выполнены главным образом в Институте геологии и геофизики Г. Рыловым, частично — в физико-химической лаборатории Уральского геологического управления Н. Оботниным.

² К глинистым породам относятся аргиллиты и близкие к ним глинистые алевролиты; в дальнейшем для краткости употребляется только термин аргиллит.

Рентгеновская характеристика гидрослюдистых аргиллитов*

Обр. 39 (S)		Обр. 619 (S)		Обр. 81 (D ₁)		Обр. 853 (D ₂)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
8	9,98	5	10,00	8	9,80	3	10,35
5	4,91	3	4,92	5	4,90	1	4,97
9	4,45	8	4,44	9	4,42	2	4,49
						1	3,66
9	3,31	10	3,34	7	3,31	10	3,34
1	2,97	1	2,93	2	3,04	1	3,09
10	2,57	10	2,55	10	2,56	2	2,58
4	2,47	3	2,44	2	2,46	1	2,45
5	2,37	4	2,37	5	2,37	2	2,39
4	2,26	3	2,23	2	2,23		
3	2,13	3	2,12	1	2,10	1	2,12
8	1,998	3	1,995	1	1,975	2	1,976
4	1,657	2	1,655				
10	1,503	9	1,497	9	1,500	1	1,502
2	1,379	3	1,369				
8	1,294	4	1,295	6	1,300		
				3	1,253		

* Здесь и в дальнейшем достоверные линии кварца, альбита, кальцита и некоторых других неглинистых минералов-примесей опускаются.

Таблица 2

Химический состав фракции < 0,001 мм гидрослюдистых аргиллитов

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
39	51,74	0,73	26,71	2,69	1,60	0,06	0,20	2,06	0,28	7,10	6,86	100,03
81	53,64	0,24	23,00	2,77	1,29	0,03	1,24	2,80	0,59	5,92	8,04	99,56

Обр. 39: $\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,61}\text{Ca}_{0,02}(\text{Mg}_{0,21}\text{Fe}_{0,09}^{2+}\text{Fe}_{0,14}^{3+}\text{Al}_{1,61})[\text{Al}_{0,51}\text{Si}_{3,49}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$.

Обр. 81: $\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,51}\text{Ca}_{0,04}(\text{Mg}_{0,29}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Fe}_{0,14}^{3+}\text{Al}_{1,51})[\text{Al}_{0,31}\text{Si}_{3,66}\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$.

* Анализ был ранее опубликован (Бровков, Фрэнлова, 1962); при расчете принято CaO 0,63%, остальная часть принадлежит кальциту.

Особый интерес представляют аргиллиты с реликтами пирокластических структур. Первая разновидность встречается среди литокластических туфов и представляет собой восковидные зеленоватые-серые некарбонатные породы, содержащие в тонкодисперсном базисе рассеянные угловатые пирокластические обломки измененных плагиопорфиров, порфиров и альбитизированных плагиоклазов. Пирокластика несет следы замещения глинистым веществом вплоть до образования псевдоморфоз. Глинистый базис тонкошуйчатый, микрозернистый, тонковолокнистый с различно развитыми беспорядочной, ори-

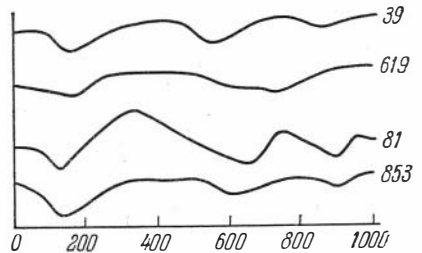


Рис. 2. Кривые нагревания гидрослюдистых аргиллитов (I)

Рентгеновская характеристика аргиллитов гидрослюдистых с хлоритом и хлорит-гидрослюдистых (II)

Обр. 201 (D ₂)		Обр. 206 (D ₂)		Обр. 323 (C ₁)		Обр. 201 (D ₂)		Обр. 206 (D ₂)		Обр. 323 (C ₁)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
1	14,16	4	14,08	1	14,18	2	2,59	1	2,57	2	2,58
2	10,15	3	9,95	3	10,04	2	2,45	2	2,45	2	2,46
4	7,10	6	7,05	3	7,09	1	2,39			2	2,39
1	5,00	2	4,94	1	4,96	1	2,27	1	2,27		
		2	4,78	1	4,78						
2	4,72	3	4,74			1	2,24	1	2,23		
				1	4,54						
1	4,53	1	4,48			1	2,12	1	2,12	1	2,12
3	3,53	5	3,52	3	3,56			1	2,015		
10	3,33	10	3,33	10	3,33	2	1,997	2	1,990	2	1,998
		2	3,07	2	3,11	1	1,656	1	1,666	1	1,656
1	2,83	1	2,83	1	2,83	1	1,566	1	1,565		
						1	1,504	1	1,508	1	1,503

ентированной, решетчатой и струйчатой микротекстурами, причем нередко наблюдаемое своеобразие ориентировки глинистых частиц в смежных псевдоморфных агрегатах придает отдельным участкам базиса микроблоковую текстуру. Другая разновидность гидрослюдистых аргиллитов встречается в виде маломощных прослоев среди туффитовых терригенных пород, имеет характерный литоидно-афанитовый облик и светлую зеленовато-серую окраску. Аргиллиты сложены микрозернистой и тонкочешуйчатой гидрослюдой, почти полностью свободной от терригенной примеси, но содержащей примесь мелкой пепловой пирокластике со следами частичного или полного замещения пепловых частиц.

Гидрослюдистые с хлоритом и хлорит-гидрослюдистые аргиллиты (II). Это наиболее распространенный — фоновый тип глинистых пород, встречающийся по всему разрезу и по многим особенностям близкий к предыдущему.

Господствующим глинистым минералом является гидрослюда диоктаэдрического типа, рефлексы которой четко прослеживаются на всех рентгенограммах (табл. 3) в области 10; 4,95; 4,45; 3,33; 2,83; 2,45; 1,98;

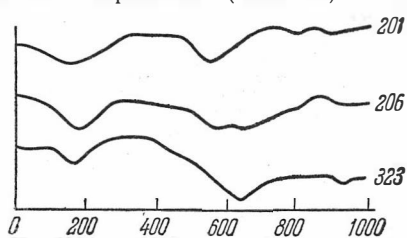


Рис. 3. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдистых с хлоритом и хлорит-гидрослюдистых (II)

1,50 kX и др. Магнезиально-железистый хлорит рентгенометрически устанавливается только при его заметной примеси (хлорит-гидрослюдистые аргиллиты) по серии базальных рефлексов в области 14,1; 7,10; (4,78); 3,53 kX и ряду других рефлексов, нередко перекрывающихся гидрослюдистыми и др. В некоторых разностях первый и третий базальные рефлексы отсутствуют, что, по-видимому, указывает на железистость хлорита (Грим, 1956). В ряде образцов хлорит не фиксируется рентгенометрически, но достаточно надежно улавливается оптически. Кривые нагревания (рис. 3) в большинстве случаев имеют еще типично гидрослюдистый облик, или с едва обособленными хлоритовыми эндотермической (570—620°) и экзотермической (800—860°) остановками (обр. 206 и др.).

Приведенные в табл. 4 данные по химическому составу аргиллитов типа II следует рассматривать как ориентировочные, так как фракция <0,001 мм постоянно извлекалась из прочно сцементирован-

Таблица 4

Химический состав фракции <0,001 мм аргиллитов типа II

№ обр.	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
648	D ₁	58,60	0,88	17,88	2,93	2,66	0,13	1,02	4,36	0,95	4,00	6,69	100,00
903	D ₃	63,22	0,60	16,66	3,56	0,75	0,03	0,26	3,46	0,47	6,00	5,96	100,97

ных пород. Характерны низкая глиноземистость и высокое содержание K₂O. Повышенные количества железа и магния сравнительно с гидрослюдистыми глинами указывают на примесь хлорита.

В шлифах рассматриваемых пород встречаются единичные чешуйки биотита, находящиеся на различных стадиях изменения, установлены процессы замещения низкодвуупреломляющим триоктаэдрическим гидробиотитом, хлоритом, пакетами из мелких листочков мусковитоподобной бесцветной слюды и хлорита. Состав прочих аутигенных минералов аналогичен гидрослюдистым аргиллитам; кроме того, присутствуют брукит, сфен, апатит, гипс, эпидот.

Аргиллиты гидрослюдисто-хлоритовые (III) и хлоритовые с гидрослюдой (IV) слагают маломощные прослои темной и светлой зеленовато-серой окраски, нередко туффитовые и иногда близкие к туффитам, часто отличаются несовершенной отсортированностью.

Гидрослюдисто-хлоритовые аргиллиты близки к типу II, однако на рентгенограммах наряду с типичными для диоктаэдрической гидрослюды рефлексами хорошо выражена серия довольно сильных базальных рефлексов хлорита: 14,39; 7,14; 3,53; 2,84 ÅX и др. (табл. 5, обр. 22), причем хлорит фиксируется также термически по экзоэффекту при 880° и совпадающему с гидрослюдой эндоэффекту при 600°

Таблица 5

Рентгеновская характеристика аргиллитов типа III (обр. 22) и IV (обр. 209)

Обр. 22 (S)		Обр. 209 (D ₂)		Обр. 22 (S)		Обр. 209 (D ₂)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
4	14,39	2	14,71	3	2,45	1	2,46
2	10,35	2	10,49	2	2,39	1	2,38
10	7,14	10	7,26	2	2,26	1	2,26
2	4,98	2	5,02	1	2,13	1	2,13
4	4,73	7	4,71	3	2,00	2	2,00
2	4,50	2	4,29	1	1,883	1	1,82
10	3,53	10	3,60			1	1,66
8	3,33	8	3,37	2	1,564	1	1,57
		8	3,09			2	1,54
2	2,84	3	2,85	2	1,502		
3	2,57	1	2,55			1	1,41

(рис. 4) и обычно является магнезиально-железистым. Подобный тип аргиллитов иллюстрируется также кривой нагревания обр. 101 (D₁).

Аргиллиты типа IV имеют еще более четко выраженный хлоритовый состав. Рентгенограмма одного из типичных образцов (обр. 209) характеризуется отчетливо выраженной серией хлоритовых рефлексов,

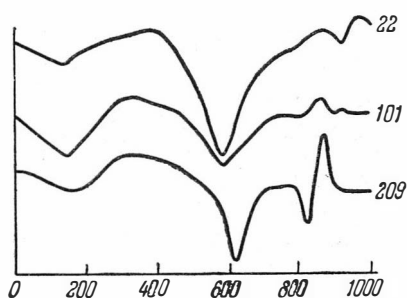


Рис. 4. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдисто-хлоритовых (III, обр. 22) и хлоритовых с гидрослюдой (IV, обр. 209)

в том числе всех пяти базальных. После прокалывания при 700° первый базальный рефлекс (14,71 кХ) усиливается. Термограмма образца (см. рис. 4) указывает на явное преобладание хлорита и его магнезиально-железистую природу, о чем говорят и сильные второй и четвертый базальные рефлексы рентгенограмм. Присутствие гидрослюды устанавливается по серии рефлексов: 10,19; 5,02; 3,37; 3,09; 2,00; 1,54 кХ и другие, которые частично перекрываются хлоритовыми. Тип гидрослюды установить трудно, вероятно заметная примесь триоктаэдрической разновидности, на что указывает

отсутствие характерного рефлекса в области 1,50 кХ.

Среди аутигенных минералов в аргиллитах III и IV типов встречаются альбит, кварц, магнетит, анатаз, лейкоксен, игольчатый актинолит.

Аргиллиты гидрослюдистые с каолинитом (V) серые и зеленовато-серые, иногда лиловые и туффитовые, несовершенен отсортированные; слагают пласты мощностью до нескольких метров.

На рентгенограммах (табл. 6) фиксируется обычная серия рефлексов диоктаэдрических гидрослюд, а также следы (обр. 578, 237) или

Таблица 6

Рентгеновая характеристика аргиллитов гидрослюдистых с каолинитом (V)

Обр. 11 (S)		Обр. 51 (S)		Обр. 578 (S)		Обр. 237 (D ₂)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
		9	13,85				
6	9,90	10	9,83	1	10,07	1	10,43
6	7,17	10	7,03	1	7,18	1	7,18
2	4,90	4	4,95	1	5,02	1	5,08
4	4,45	9	4,48	1	4,46	1	4,50
7	3,68	6	3,68	1	3,65		
2	3,50	8	3,50				
10	3,31	9	3,33	10	3,34	10	3,34
		9	3,17				
4	2,95	1	2,98	1	2,99		
7	2,58	9	2,55	1	2,57	2	2,58
6	2,44	3	2,44	1	2,45	2	2,45
3	2,34	4	2,36	1	2,39	1	2,39
4	2,29	2	2,25	2	2,25	1	2,24
6	2,13	3	2,11	1	2,13		
4	1,973	7	1,995	10	1,993	1	1,978
		2	1,698				
6	1,670	4	1,655	1	1,665	1	1,668
7	1,503	9	1,501	1	1,498	1	1,501
1	1,417						

несколько более заметные количества (обр. 11, 51) каолинита¹, причем иногда (обр. 11) одновременно хорошо выражена и серия базальных отражений (в области 7,1; 3,5; 2,37 κX) и триплет линий (2,37; 2,34; 2,29 κX). В то же время ни в одном из образцов не зарегистрирован дублет линий 4,17 и 4,12 κX , что указывает, по Бриндли (2), на отсутствие хорошо окристаллизованного каолинита. Термическим анализом примесь каолинита из-за его низких содержаний не устанавливается — кривые нагревания принадлежат гидрослюдистому типу (рис. 5).

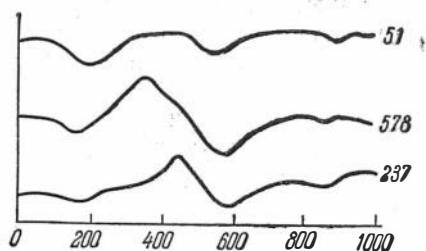


Рис. 5. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдистых с каолинитом (V)

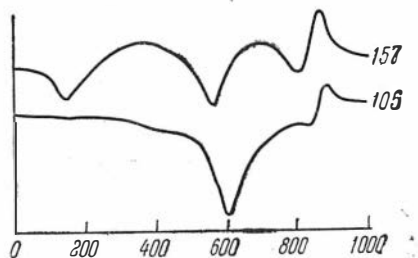


Рис. 6. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдисто-хлоритовых и хлорит-гидрослюдистых с каолинитом (VI)

Особое положение занимает обр. 51, имеющий довольно сильный рефлекс 13,85 κX в сочетании с 3,17; 1,698 κX и некоторыми другими, говорящими о вероятном присутствии монтмориллонита. Однако дополнительные исследования провести не удалось, и вопрос остается открытым.

Среди аутигенных минералов в рассматриваемых аргиллитах установлены альбит, кальцит, кварц, лейкоксен, анатаз, сфен, редкие — хлорит, глауконит, брукит.

Аргиллиты гидрослюдисто-хлоритовые и хлорит-гидрослюдистые с каолинитом (VI) распространены, как правило, в виде маломощных прослоев среди эффузивно-пирокластических образований, внешне близки к типу IV.

Таблица 7

Рентгеновская характеристика аргиллитов гидрослюдисто-хлоритовых и хлорит-гидрослюдистых с каолинитом (IV)

Обр. 105 (D ₁)		Обр. 157 (D ₁)		Обр. 105 (D ₁)		Обр. 157 (D ₁)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
1	14,55	5	13,93	1	2,46	2	2,45
3	10,19			1	2,28	2	2,40
9	7,32	6	6,97	3	2,00	2	2,08
2	5,02			1	1,89	1	1,97
6	4,75	1	4,74	1	1,82		
1	4,29	2	4,15	1	1,67		
10	3,59	10	3,55	1	1,57		
7	3,37	6	3,33	1	1,54	2	1,54
3	2,85	3	2,87	1	1,41	2	1,42
1	2,58	2	2,54				

¹ Возможно, что частично это диккит, как и в других типах каолинитсодержащих аргиллитов.

Рентгенометрические данные (табл. 7) сходны с III и IV типами. Наблюдается та же серия базальных и других хлоритовых рефлексов; характерные рефлексы гидрослюд то представлены довольно полно (обр. 105), то выражены очень слабо (обр. 157). Присутствие небольшой «замаскированной» примеси каолинита устанавливается по исчезновению или резкому ослаблению рефлексов в области 7,1 и 3,5 кХ после прокаливания при 700°.

Обращает внимание заметное несоответствие данных рентгенометрии и термографии. Кривые нагревания (рис. 6) у некоторых образцов имеют типичный облик для магнезиально-железистого хлорита, но рентген дает присутствие гидрослюды (обр. 105). У других разновидностей (обр. 157) рентгенометрически гидрослюда почти не устанавливается, но она отчетливо выражена на термограмме как примесь к магнезиальному хлориту. Каолинит в обоих случаях не отразился на кривых нагревания из-за низких содержаний. Подобные соотношения подчеркивают сложность состава аргиллитов и необходимость только комплексного изучения.

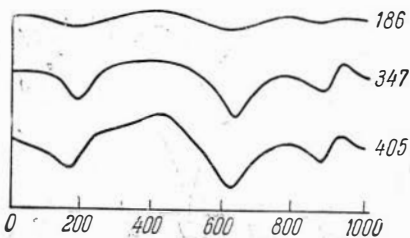


Рис. 7. Кривые нагревания аргиллитов гидрослюдистых с каолинитом и вермикулитом (VII, обр. 186, 347) и гидрослюдистых с вермикулитом (VIII, обр. 405)

Аутигенные минералы в аргиллитах типа VI представлены альбитом, кварцем, лейкоксеном, анатазом, брукитом, сфеном, эпидотом, кальцитом.

Аргиллиты гидрослюдистые с каолинитом и вермикулитом (VII) и гидрослюдистые с вермикулитом (VIII). Серые и зеленовато-серые, иногда лилово-серые; тонко отмученные, нередко также с заметной примесью пепловой пирокластики, подвергшейся альбитизации и анальцимизации, слагают пласты мощностью 1—3 м.

По составу, соответственно, близки к типам II и V аргиллитов, но содержат небольшую примесь вермикулита (табл. 8). Последний устанавливается по присутствию рефлекса 14,39 кХ, который исчезает после прокаливания при 700° и сдвигается при насыщении образца

Таблица 8

Рентгеновая характеристика аргиллитов гидрослюдистых с каолинитом и вермикулитом (VII, обр. 186, 347) и гидрослюдистых с вермикулитом (VIII, обр. 405)

Обр. 186 (D ₂)		Обр. 347 (C ₁)		Обр. 405 (C ₁)		Обр. 186 (D ₂)		Обр. 347 (C ₁)		Обр. 405 (C ₁)	
<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d\alpha}{n}$
1	14,39	3	14,39	2	14,39	1	2,45				
3	10,19	8	10,39	4	10,23	1	2,39	2	2,40	3	2,40
1	7,11	4	7,11			1	2,23			1	2,22
2	5,04	3	4,98	1	4,95			1	2,16	2	2,15
2	4,53	3	4,48	4	4,92	2	1,988	3	1,991	2	1,988
		2	3,64	4	3,64	1	1,663	2	1,653	2	1,645
		3	3,54			1	1,504	2	1,502	4	1,503
10	3,33	10	3,33	10	3,32						
1	3,06	5	3,11	5	3,08						
2	2,59	3	2,57	2	2,57						
				2	2,495						

этиленгликолем. Примесь хлорита не обнаружена. Термограммы не фиксируют присутствие каолинита и вермикулита из-за их малых количеств и имеют гидрослюдистый облик (рис. 7).

Аутигенные минералы в аргиллитах типов VII и VIII представлены альбитом, анальцитом, лейкоксеном, анатазом, магнетитом, редко — кальцитом, хлоритом, глауконитом, брукитом.

* * *

Приведенные материалы показывают значительную пестроту состава глинистых пород среднего палеозоя, отражающую специфику как фациально-палеогеографических условий их образования, так и последующих вторичных изменений. Подавляющая масса глинистого материала является терригенной, лишь впоследствии затронутой вторичными изменениями на стадии катагенеза и начального метаморфизма. Распространение большинства минеральных типов глин контролировалось не фациальными, а более общими палеогеографическими условиями. Это подтверждается как близким составом глинистых пород различных фаций, так и наличием определенной первичной вертикальной дифференцированности в масштабе систем и отделов.

Наиболее распространенная хлорит-гидрослюдистая ассоциация развита по всему разрезу, в морских и субконтинентальных отложениях, сероцветных и красноцветных. Основной источник хлорита — кембрийские и более древние метаморфизованные эффузивно-осадочные толщи обрамления прогиба, а также пирокластический материал. Стабильная примесь каолинита наблюдается только в отложениях силура и менее — нижнего карбона. Первые формировались в талассократическую эпоху с теплым сухим климатом, вторые — в переходное время от аридного климата девона к типично гумидному верхнего палеозоя. В эти периоды в относительно приподнятых среднегорного типа районах суши существовали благоприятные предпосылки для каолинового выветривания на соответствующей петрографической основе (кислые и средние интрузии, гнейсы и др.), которая, однако, имела не повсеместно, чем отчасти и объясняется неравномерное распространение каолинита на площади конечного водоема стока. Аридный климат девона был неблагоприятным для развития процессов каолинового выветривания даже во второй половине эйфеля и в илеморовское время, когда широко были распространены отложения морей, озер и рельеф был максимально пенепленизирован. Выветривание обычно ограничивалось гидрослюдистой стадией и, вероятно, монтмориллонитовой, однако продукты последней позже оказались полностью преобразованными. Заметная роль каолинита в существенно морских глинистых силурийских отложениях и отсутствие на рентгенограммах рефлексов хорошо окристаллизованного каолинита лишней раз подчеркивает слабость фациального контроля и терригенное происхождение этого минерала.

Встреченные в глинистых породах аутигенные кальцит, доломит, анкерит, альбит, адуляр, кварц, халцедон, анальцит, барит, пирит, глауконит, эпидот, а также кальцитовые, анкеритовые, кремнистые, альбитовые, альбит-кварцевые, альбит-кальцитовые, альбит-хлоритовые, пиритовые, кальцит-флюоритовые и кальцит-флюорит-баритовые конкреции в своем распространении подчиняются фациальному контролю, влиянию вулканизма, в том числе и особенно пирокластического материала, а также катагенезу.

Меньшая часть глинистых пород девона (мономинеральные гидрослюдистые с реликтами пирокластических структур, хлоритовые с гидрослюдой, хлоритовые с каолинитом) имеет аутигенное происхождение и показывает прямую связь с конкретными фациальными обстановками.

Мономинеральные гидрослюдистые породы формировались двумя путями: в первом случае это первоначально преимущественно монтмориллонитовые восковидные глины, образовавшиеся в районах извержений при воздействии поствулканических гидротерм на витро-кристалло-литокластические туфы порфиритов и плагиопорфиров, а затем на стадии катагенеза замещенные гидрослюдой, т. е. являются измененными бентонитовыми породами (Бровков, Фролова, 1962). В другом случае они представляют собой седиментационно-диагенетические образования крупных озерных и лагуноподобных опресненных водоемов аридной зоны и образовались в наиболее спокойных участках с ничтожным терригенным питанием преимущественно за счет разложения тонкого пеплового материала, реликты которого устанавливаются в шлифах.

Хлоритовый состав тонкодисперсной фракции (с примесью диоктаэдрической гидрослюды или каолинита) установлен в зелено-серых глинистых алевролитах D_1 — D_1^2 , слагающих маломощные пласты среди покровов пузыристых порфиритовых лав. Это первоначально озерные отложения, формировавшиеся под непосредственным воздействием лавовых излияний и поствулканической гидротермальной деятельности, причем некоторое влияние оказали, по-видимому, и процессы кратковременного термального метаморфизма. Примесь каолинита связана, вероятно, с циркуляцией кислых гидротермальных вод, а не с процессами каолинового выветривания.

Обращает внимание постоянная низкая глиноземистость глинистого материала всех типов аргиллитов (Al_2O_3 редко до 26—27%, обычно менее 20%), в том числе залегающих среди эффузивно-пирокластических комплексов. В последнем случае это является свидетельством весьма ограниченной роли кислых поствулканических терм и одним из показателей «сухости» излияний, что косвенно подтверждается и другими минералого-геохимическими данными.

Конечный минеральный состав фракции $<0,001$ мм глинистых пород среднего палеозоя является итогом совместного влияния рассмотренных выше факторов, а также позднее наложившихся процессов катагенеза и начального метаморфизма. Последние действовали в направлении упрощения состава исходного материала и выработки ассоциации устойчивых тонкодисперсных минералов.

С процессами катагенеза и начального метаморфизма связано почти полное исчезновение триоктаэдрических гидрослюд, отсутствие монтмориллонита, а также, по-видимому, уменьшение количества каолинита из-за развития его гидрослюдизации. Существо этих процессов в зоне глубинного катагенеза в последнее время обстоятельно рассматривалось А. Г. Коссовской (1963), В. Д. Шутовым (Шутов, Долматова, 1961). По имеющимся у нас данным, каолинит в глинистых породах следует считать довольно устойчивым при эпигенезе минералом против процессов гидрослюдизации. Его распространение по разрезу подчиняется, прежде всего, палеогеографическому контролю. Иначе трудно было бы объяснить преимущественную приуроченность его к наиболее древним и сильнее метаморфизованным силурийским отложениям и меньшее развитие в нижнем карбоне и особенно в девоне, учитывая субаркозовый состав терригенных пород всего разреза среднего палеозоя, благоприятный для гидрослюдизации каолинита.

Разложение терригенных слюд — биотита и мусковита (преобладает) — в катагенетическую стадию явилось дополнительным источником диоктаэдрических гидрослюд, хлорита, триоктаэдрических гидрослюд и вермикулита, причем последние в своем большинстве, по-видимому, являлись промежуточными образованиями, что косвенно подтверждается присутствием вермикулита, в наиболее высоких гори-

мых отложений. Преобразование биотита в гидротки диоктаэдрической мусковитоподобной слюды анавивается микроскопически, как и превращение диоктаэдрических гидрослюд.

зональность разреза в интервале силур — нижний (длина более 11 км) по хлориту завуалирована. На-тенденция к некоторому повышению роли хлоритов в отложениях осложняется не только неравномерным развитием этих минералов в самих силурийских отложениях, но и неравномерным развитием существенно хлоритовых пород в эффузивном комплексе нижнего и частью среднего девона, а также в отложениях, обусловленных хлоритизацией нижнекарбонных отложений, обусловленной обильным здесь принесенной издалека пепловой пастикой. Распространение хлоритов по разрезу не может служить показателем степени его катагенетической изменчивости, что является одной из специфических особенностей толщ, включающих вулканогенно-осадочные и осадочно-телепирокластические комплексы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бровков Г. Н., Фролова В. Т. Измененные бентонитовые породы в девоне Тувинского и Минусинского прогибов.— Докл. АН СССР, 143, № 4, 1962.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. ИЛ, 1956.
- Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 63, 1963.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Universitatis Carolinae — Geologica Supplementum, N 1, 1961.

Ю. П. Казанский, М. Ф. Соколова

О СОСТАВЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Расшифровка особенностей древнего, докембрийского осадконакопления является одной из актуальных задач современной литологической науки. При этом возникает необходимость оценки применимости для этих целей отдельных компонентов древних, нередко в той или иной степени метаморфизованных пород. Ниже приведены сведения по составу и распределению глинистых минералов в верхнедокембрийских отложениях юго-восточной части Енисейского кряжа, для которых дана такая оценка.

Отложения верхнего докембрия юго-востока Енисейского кряжа являются одними из наиболее достоверно стратифицированных для данного района. Они сложены ритмически переслаивающимися свитами глинистого и карбонатного состава. Стратиграфическая схема для этого разреза приведена ниже. Свиты тейской серии сложены метамор-

Стратиграфическая схема верхнего докембрия юго-восточной части
Енисейского кряжа

Серия	Свита и подсвита	
Ослянинская	Дашкинская Нижнеангарская	
Тунгусикская	Киргитейская	Дадыктинская Серого ключа
	Шунтарская	
	Потоскуйская	Джурская Красногорская
Сухопитская	Аладьинская Карточки Погоруйская Удерейская Горбилоская	
Тейская	Печенгинская Хребта Карпинского	

Примечание. Схема принята на совещании по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока в 1962 г. (Новосибирск).

фическими породами и поэтому в статье не рассматриваются. Выше залегают отложения менее измененные, причем степень метаморфизма в общем уменьшается по разрезу снизу вверх. Породы верхней, дашкинской свиты почти не содержат следов метаморфизма. Таким образом, в отложениях сухопитской, тунгусикской и ослянинской серий можно проследить изменения глинистых минералов под влиянием эпигенеза и начального метаморфизма.

Краткая характеристика описываемого разреза дана ниже.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Породы удерейской свиты, слагающие нижние горизонты слабеметаморфизованного верхнего докембрия, распространены в верхнем течении р. Каменки и в районе с. Мотыгино. Они сложены темно-серыми филлитовидными глинистыми сланцами мощностью до 1000—1500 м. По данным А. В. Третьякова (1951), сланцы имеют микролепидобластовую структуру и состоят из кварца, гидрослюд и хлорита. Сланцеватость часто не совпадает со слоистостью. Обломочный материал (кварц, мусковит, плагиоклазы, биотит и турмалин) несут следы катаклаза. Таким образом, сланцы удерейской свиты являются породами, переходными от осадочных к метаморфическим.

Лежащие выше отложения погорюйской свиты распространены в тех же районах юго-восточной части Енисейского края, что и удерейские сланцы. Наиболее полный разрез погорюйской свиты приведен М. А. Семихатовым (1963) по р. Иркинеевой. Мощность свиты 1200—1300 м. В ее строении участвуют кварцито-песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Кварцито-песчаники представляют собой кварцевые, полевошпатово-кварцевые и аркозовые породы с регенерационным кварцевым цементом. Сланцы имеют в основном гидрослюдистый состав. Кроме того, в них встречаются в переменном количестве хлориты, обломки кварца, полевых шпатов, новообразования железистого карбоната и пирита.

Своеобразны отложения свиты карточки, перекрывающие породы погорюйской свиты. Они представлены тонкослоистыми пестроцветными, обычно известковистыми алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками. Во всех разновидностях кальцит представлен тонкокристаллической разностью. Участки перекристаллизации обычно редки. Глинистое вещество пород представлено гидрослюдой, хлоритом и каолинитом, образующими сростание с окислами и гидроокислами железа. Характерно послойное обогащение пород как обломочным материалом (кварц, полевые шпаты), так и гидрослюдой, хлоритом, гематитом, гидроокислами железа и кальцитом, что может свидетельствовать о первичном распределении этих компонентов в осадке. Вторичные преобразования проявились в образовании кристалликов железистого карбоната, а также в перекристаллизации железистого, глинистого и карбонатного вещества.

Аладьинская свита мощностью около 500 м сложена карбонатными породами: известняками и доломитами. По данным А. В. Третьякова (1951), известняки преобладают в нижней части разреза свиты, сменяясь вверх доломитами. Известняки аладьинской свиты характеризуются серой, темно-серой окраской, мелкокристаллической гомобластической структурой с небольшой примесью алевритового и глинистого материала. Среди них выделяются разности с окатанными гальками карбонатных пород. Доломиты являются преобладающими породами свиты. Среди них выделяются доломиты с галькой карбонатных пород, слоистые и перекристаллизованные доломиты. Явления перекристаллизации главным образом связаны с глубокой эпигенетической

переработкой породы, но частично, по-видимому, они обусловлены воздействием гидротермальных растворов.

В составе потоской свиты выделены две подсвиты: красногорская и джурская. Красногорская подсвита в описываемом районе, по данным М. А. Семихатова, имеет непостоянную мощность: от 100 до 600 м. В ее строении принимают участие серые, зеленые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников. В разрезах по Ангаре и Каменке наблюдаются прослойки и линзы сидеритов и пестроцветных песчано-глинистых пород, а также известняков, в различной степени доломитизированных.

Лежащие выше породы джурской подсвиты представлены известняками и доломитами мощностью до 500 м. Карбонатные породы свиты характеризуются широким распространением органогенных доломитов и известняков, наличием пестроцветных разностей, прослоями глинистых сланцев из магнезитов. Перекристаллизация доломитов и известняков здесь несколько меньшая, чем в породах аладьинской свиты.

Шунтарская свита, детально изученная М. А. Семихатовым в бассейне Каменки, имеет видимую мощность около 1000 м. Она сложена темно-серыми углисто-глинистыми сланцами, известковистыми сланцами, серыми строматолитовыми доломитами и слоистыми известняками.

Киргитейская свита включает две подсвиты: серого ключа и дадыктинская.

Подсвита серого ключа распространена в бассейне Каменки и в долине Ангары, ниже устья Каменки. В разрезах по Каменке свита сложена слоистыми строматолитовыми известняками, известковистыми сланцами и конгломератами. Темно-серые плитчатые, часто рассланцованные мелкокристаллические известняки имеют горизонтальную и полого-косую слоистость. Участками, пятнами известняки могут быть перекристаллизованы.

Конгломераты свиты серого ключа состоят из окатанных обломков размерами 10—50 мм известняков, местами известковистых сланцев. Среди них встречаются, как это видно в среднем течении Каменки, глыбы диаметром 2—3 м.

В долине Ангары свита серого ключа сложена преимущественно доломитами, в числе которых выделяются пелитоморфные, слоистые и среднекристаллические разности. В прослоях встречаются пестроцветные песчаные доломиты, доломитовые глинистые сланцы и обломочные доломиты с псаммитовой структурой. Зернистые разности доломитов, являющиеся наиболее распространенными типами, по-видимому, следует рассматривать как продукты раскристаллизации тонкокристаллических доломитов. Местами в них просвечивают обломочные и органогенные структуры.

Отложения дадыктинской подсвиты распространены в бассейне Каменки. Строение подсвиты в наиболее полном разрезе, находящемся в 4,5 км выше устья рч. Удерея, на левом берегу Каменки, представляется в следующем виде (снизу): 1) переслаивание серых зернистых доломитов с прослоями брекчированных доломитов и известняковых конгломератов и 2) переслаивание сизовато-серых глинисто-алевритовых сланцев и серых неслоистых мелкокристаллических доломитов. Видимая мощность этих отложений не превышает 200—250 м. По мнению М. А. Семихатова (1963), мощность свиты в этом районе определяется в 650—700 м.

Нижнеангарская свита, известная на водоразделе Ангары и Б. Пита, сложена рудоносными терригенными отложениями. По данным А. В. Третьякова (1951) и Н. И. Юдина (1963), они представлены железистыми конгломератами, песчаниками, различными алевроли-

тами и аргиллитами, а в верхней части разреза — и слоистыми известняками.

Отложения дашкинской свиты распространены в бассейнах рек Дашка, Ослянка и Каменка. Их мощность оценивается в 1500—2000 м. Наиболее полные разрезы свиты известные по речкам Удерей и Каменка. Здесь свита сложена серыми, темно-серыми известняками, среди которых встречаются прослои известковистых сланцев и конгломератов. Преобладающие в разрезах известняки, достаточно однообразные в обнажениях, при микроскопическом изучении разделяются на следующие типы: слоистые, пелитоморфные, обломочно-органогенные (онколитовые) и строматолитовые. Для них характерна слабая перекристаллизация карбонатного вещества и почти полное отсутствие каких-либо новообразований.

Выше залегают пестроцветные и карбонатные породы венда и нижнего кембрия.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Рентгенометрические определения позволили выделить в глинистых фракциях пород верхнего докембрия следующие минералы: диоктаэдрическая гидрослюда, хлориты, монтмориллонит, пирофиллит и каолинит.

Глинистые минералы идентифицировались рентгеноструктурным методом. Дебаграммы и рентгенограммы ориентированных агрегатов образцов были получены соответственно в камерах диаметром 57,3 и 86 мм. Съемки велись на отфильтрованном Co K_α -излучении. В необходимых случаях образцы обрабатывались глицерином и 1 *N* горячей соляной кислотой.

Распределение глинистых минералов в докембрийских отложениях приводится в табл. 1. Первое, что обращает на себя внимание при рассмотрении табл. 1, это доминирующая роль гидрослюда и хлорита в разрезе, второе — отсутствие какой-либо четко выраженной закономерности в распределении глинистых минералов как по разрезу в целом, так и в пределах любой из свит. И породы одинакового литологического состава, и породы различного литологического состава содержат эти минералы в самых разнообразных пропорциях — от ничтожно малых количеств до весьма больших.

Как известно, к числу важнейших характеристик минералов группы гидрослюда относится содержание K_2O . Количество K_2O в глинистых фракциях ряда образцов приведено в табл. 2. Образцы представляют различные породы.

В качестве аналогов отбирались такие фракции, в которых гидрослюда была единственным или преобладающим минералом. В последнем случае они очищались от примеси хлорита обработкой горячей 1 *N* соляной кислотой. В обработанной таким образом фракции оставались гидрослюда, а также примеси кварца и полевых шпатов, от которых не удалось избавиться при выделении глинистых минералов. Наблюдающиеся незначительные вариации в составе вызваны, по-видимому, не столько различиями в гидрослюдах, сколько неодинаковыми пропорциями примесей кварца и полевых шпатов. Таким образом, данные табл. 2, где образцы расположены по мере увеличения их возраста, показывают, что и в содержании K_2O в гидрослуде не усматривается какой-либо закономерности по разрезу или типам пород. Исключение представляют лишь слабометаморфизованные породы удерейской свиты. Здесь при переходе от глинистых сланцев к феллитизированным количество K_2O возрастает так значительно, что эти различия не могут быть объяснены присутствующими во фракции

Распределение глинистых минералов в верхнедокембрийских отложениях юго-восточной части Енисейского края

Свита и подсвита	№ обр. и порода	Глинистые минералы	Местоположение разрезов	
Дашкинская	4, слонстый известняк	$\Gamma^> + X^<$	Удерей	
	7 » »	$\Gamma^> + X^<$		
	20, известковистый сланец	$X^> + \Gamma^>$	Каменка	
	22, онколитовый известняк	$\Gamma^> + X^>$		
	32, онколитовый известняк	$\Gamma^> + X^<$		
44, пелитоморфный известняк	$\Gamma^> + X^>$			
Нижнеангарская	3К, вишневым алевролит	$P^> + \Gamma^> + X^-$	Пит	
	4К, зелено-серый »	$\Gamma^> + P^> + X^-$		
Киргитская	Дадыктинская	35, слонстый доломит	$\Gamma^> + X^<$	Каменка
		49, перекристаллизованный доломит	$\Gamma^>$	
	Серого ключа	53, пелитоморфный известняк	$\Gamma^> + M^>$	Каменка
		55, известковистый сланец	$\Gamma^> + X^-$	
		57, слонстый известняк	$X^> + \Gamma^>$	
		60 » »	$\Gamma^>$	
		62 » »	$\Gamma^> + X^-$	
		75, глинистый сланец	$X^> + \Gamma^-$	Ангара
		139, доломит	$\Gamma^> + X^-$	
145 »	$\Gamma^> + X^<$			
Шунтарская	80 известковистый сланец	$\Gamma^> + X^<$	Каменка	
Потосуйская	Джурская	215, глинистый сланец	$\Gamma^> + K^>$	Ангара
		216 » »	$\Gamma^> + K^>$	
		124, доломит	$\Gamma^> + X^> + P^<$	Ангара
		134 »	$\Gamma^> + X^-$	
		137, доломит	$\Gamma^>$	
		158, глинистый сланец	$\Gamma^> + X^-$	
	159, известняк со стяжениями кремней	$\Gamma^> + X^-$	Ангара	
	160, известняк	$\Gamma^> + X^>$		
Красногорская	151, доломитовый известняк	$\Gamma^> + X^>$	Ангара	
Аладьинская	96, доломит	$\Gamma^> + X^-$	Ангара	
	97 »	$\Gamma^> + X^-$		
	99, окремненный доломит	$\Gamma^> + X^-$		
	101, доломит	$\Gamma^> + X^>$		
	102 »	$X^> + \Gamma^-$		
	103 »	$\Gamma^>$		
Карточки	171, доломит	$\Gamma^> + K^- + X^<$	Ангара	
	174, пестроцветный известковистый сланец	$\Gamma^> + X^>$		
	178 » » »	$\Gamma^> + X^>$		
	185, зеленый сланец	$\Gamma^> + X^-$		

Т а б л и ц а 1 (окончание)

Свита и подсвита	№ обр. и порода	Глинистые минералы	Местоположение разрезов
Погорюйская	195, глинистый сланец	$\Gamma^{\gg} + X^>$	Ангара
	197 » »	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$	
	203 » »	$\Gamma^{>} + X^>$	
	207 » »	$\Gamma^{\gg} + X^{\cdot}$	
	210 » »	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$	
Удере́йская	225, глинистый сланец	$\Gamma^{>}$	Ангара
	229, филлитизированный сланец	$\Gamma^{\gg} + X^{\cdot}$	
	231 » »	$\Gamma^{\gg} + X^{<}$	

Примечание. Γ — гидрослюда, X — хлорит, K — каолинит, P — пирофиллит, M — монтмориллонит. Относительные содержания глинистых минералов обозначены символами: \gg , \gtrsim , $>$, \cdot , \leq , \ll , которые размещены в порядке убывания количества минерала слева направо.

примесями кварца и полевых шпатов. Кроме того, очень заметны и различия в структуре минерала. В обр. 225 она несовершенная: многие общие рефлексы интервала 4,50—2,50 κX отсутствуют, базальные рефлексы сравнительно широкие и нечеткие. В обр. 229 и 231 намного совершеннее общие рефлексы указанного интервала, вырисовываются ясно, базальные рефлексы — узкие и четкие.

Т а б л и ц а 2

Содержание K_2O в гидрослюдах докембрийских отложений

№ обр.	32	55	145	137	96	103	197	225	229	231
K_2O , в %	5,80	5,60	5,30	5,82	4,75	6,48	4,72	3,20	5,75	6,95

Аналитик Н. М. Бабина.

Во всех случаях гидрослюда диэктаэдрическая. Она достаточно богата K_2O . Как правило, базальные рефлексы минерала относительно четкие и узкие. Фракция одного обр. 103 была совершенно чиста от примесей, прежде всего поэтому количество K_2O в нем сравнительно высоко.

Для более полной характеристики другой важной составляющей глинистой фракции описываемых пород — хлорита — ряд образцов, в которых его содержание наиболее велико, проанализирован количественным спектральным методом (табл. 3). Во всех образцах установ-

Т а б л и ц а 3

Состав фракций $< 0,001 \mu m$, обогащенных хлоритом

№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	K_2O
20	45,06	16,37	14,82	5,62	2,65
57	46,55	14,85	5,93	11,44	3,15
75	47,02	12,51	7,08	11,59	1,80
102	52,70	12,86	16,67	3,08	1,25

Аналитики А. С. Черевко и Н. М. Бабина.

лены также гидрослюда, кварц и полевые шпаты. Ориентировочное представление о доле гидрослюда дает содержание K_2O . Присутствие ее могло исказить истинные пропорции MgO и Fe_2O_3 в хлорите, но, конечно, незначительно. Данные табл. 3 позволяют выделить среди хлоритов две разновидности: магнезиально-железистый хлорит (обр. 57 и 75) и железисто-магнезиальный хлорит (обр. 20, 102). Как и следовало ожидать, базальные рефлексы хлорита первой разновидности отличаются интенсивными рефлексами нечетных и четных порядков отражений, в образцах второй разновидности интенсивность отражений нечетных порядков заметно ослаблена.

Хлоритовые минералы в породах рассматриваемых отложений преимущественно охватываются этими двумя разновидностями. Только в алевролитах нижнеангарской свиты и обр. 124 джурской подсвиты хлорит относится к железистому типу. Содержание Fe_2O_3 в глинистой фракции алевролитов составляет около 8%, причем 5% приходится на долю FeO , количество MgO весьма мало (~0,5%). Отражения нечетных порядков очень интенсивны, четных — отсутствуют.

Гидрослюдой и хлоритом не исчерпываются глинистые минералы описываемых отложений. Значительную долю каолинита обнаруживают глинистые сланцы шунтарской свиты и обр. 171 свиты карточки. Характерно, что в образцах, где установлен каолинит, содержание хлорита ничтожно мало или совсем не выявлено. Алевролиты нижнеангарской свиты богаты пиррофиллитом. Важные диагностические рефлексы этого минерала 9,2 и 4,6 kX надежно отличаются от сравнительно близко расположенных гидрослюдистых линий 10 и 5 kX по рентгенограммам ориентированных агрегатов образцов. Очень небольшое количество пиррофиллита определено также в обр. 124 джурской подсвиты. Как уже было отмечено, только в этих отложениях хлорит относится к железистому типу. В единственном образце из всего разреза (обр. 53, подсвита серого ключа) обнаружен монтмориллонит. Однако, как видно из табл. 1, доля пород в разрезе, где установлены глинистые минералы, отличающиеся от гидрослюда и хлорита, невелика.

* * *

Определение генезиса глинистых минералов в отложениях верхнего докембрия Енисейского края связано со значительными трудностями. Несомненно обломочное происхождение каолинита, который сохранился в глинистых породах. В зернистых породах он преобразован в пиррофиллит. Гидрослюда и хлориты в различных породах присутствуют в форме новообразований. По-видимому, часть гидрослюда является продуктом перекристаллизации обломочной разности. Другая ее часть совместно с магнезиальными и железисто-магнезиальными хлоритами может рассматриваться как новообразованная, возникшая за счет переработки иных глинистых минералов, в числе которых мог быть и монтмориллонит, следы которого установлены в верхней части разреза (см. табл. 1).

Интересен вопрос о времени переработки первичных глинистых минералов. Для его решения произведено определение минералов тонких фракций в вендских и нижнекембрийских отложениях бассейна Ангары, не затронутых процессами метаморфизма. Результаты приведены в табл. 4.

Сопоставляя данные табл. 1 и 4, можно видеть их принципиальное тождество: преобладание гидрослюда и хлоритов, однообразие состава в различных типах пород. Это может свидетельствовать о возникновении хлоритово-гидрослюдистой ассоциации в стадию эпигенеза.

Состав глинистых минералов в вендских и нижнекембрийских отложениях нижнего течения Ангары

Возраст	№ обр. и порода	Глинистые минералы
Нижний кембрий	92, доломит	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$
	220, доломит	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$
Венд	112, доломит	$X^{\gg} + \Gamma^{\gg}$
	113, зеленый сланец	$\Gamma^{\gg} + X^{\gg}$
	117, красный алевролит	Γ^{\gg}
	119, доломит	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$
	108, песчанник	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$
	123, доломит	$\Gamma^{\gg} + X^{-}$

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 2.

Начальная стадия метаморфизма пород верхнего докембрия в описываемом районе существенно не меняет состав глинистых минералов. Гидрослюда, постепенно теряя воду и увеличивая содержания калия, переходит в мусковит, а хлорит испытывает перекристаллизацию.

ЛИТЕРАТУРА

- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68, 1963.
- Третьяков А. В. Стратиграфия и литология осадочных толщ верхнего докембрия юго-восточной окраины Енисейского края. Автореф. дисс., 1951.
- Юдин Н. И. Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. Автореф. дисс., 1963.

В. С. Храпов

ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГИИ И ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КЕРАМЗИТА НЕКОТОРЫХ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НОВОСИБИРСКОЙ ОБЛАСТИ

В 1962 г. в западных районах Новосибирской области проводились поисковые работы керамзитового сырья в отложениях неогенового и четвертичного возрастов. Отложения неогена представлены глинами и реже суглинками (табл. 1). Глины светло-серые и темно-серые, с бу-

Таблица 1

Гранулометрический состава и отношение к вспучиванию неогеновых осадков

№ п.п.	№ проб	Интервал отработки ванн, м	Содержание фракций (в %) по весу			Порода	Объемный вес после обжига, г/см ³	Результаты анализа
			песчаные частицы, от 1 до 0,5 мм	пылеватые частицы, от 0,05 до 0,005 мм	глинистые частицы, менее 0,005 мм			
1	10	3—4,8	11	57,26	31,74	Глина пылеватая	0,84	Вспучилась
2	11	4,8—6,0	7	19,33	73,67	Глина	0,51	»
3	15	8—9	7,5	5,59	86,9	»	0,9	»
4	62	1—6	6	54,33	39,66	Глина пылеватая	0,7	»
5	37	2,6—4,5	1,12	50,48	48,4	» »	0,56	»
6	40	4,6—5,3	9,7	22,3	68,0	Глина	0,9	»
7	54	5,5—6,5	1,7	50,69	47,61	Глина пылеватая	0,58	»
8	42	4,1—5,1	8,48	49,58	41,94	» »	0,87	»
9	24	3,5—5,1	4,58	52,35	43,07	» »	0,83	»
10	46	3,5—6,0	1,18	52,92	45,90	» »	0,76	»
11	13	3,5—6,7	9	44,54	46,45	» »	1,53	»
12	17	7,5—8,5	17	29,74	53,25	» »	1,55	»
13	36	5—6	32	45,9	22,09	Суглинок тяжелый пылеватый	—	Не вспучивается
14	61	1—6	6,5	69,7	23,8	То же	—	» »
15	48	3,5—5,8	4,84	55,49	39,67	Глина тяжелая пылеватая	1,17	Вспучилась
16	21	3,6—6,0	8,5	32,56	58,94	Глина пылеватая	1,30	»
17	22	1,3—5,3	27,5	57,54	15,11	Суглинок средний	—	Не вспучивается
18	26	3,8—5	15,58	57,22	27,20	Суглинок тяжелый	—	» »
19	44	3,5—5,3	8,10	39,76	52,14	Глина пылеватая	1,05	Вспучивается

Примечание. Термоподготовка: время — 20 мин; температура — 400° С. Обжиг: время 10 мин, температура — 1200° С. Пробы освобождены перед обжигом от известково-мергелистых стяжений.

роватым оттенком, комковатой текстурой, некарбонатные в основной массе, вязкие, плотные, с пятнами ожелезнения. Глины обычно тонкодисперсные, содержат известковистые и мергелистые стяжения размером от 3 мм до 5 см. Форма стяжений в большинстве случаев неправильная и редко округлая, с радиальнолучистым строением, распределение их в глинах неравномерное. Суглинки тяжелые, светло-серые с желтоватым оттенком, местами пропитаны гидроокислами железа, с пятнами и полосами темно-серого цвета, с единичными включениями полуокатанных зёрен водяно-прозрачного кварца размером до 1,5 мм.

Отложения четвертичного возраста (федосовская свита — Q₂fd) представлены, в основном, суглинками легкими и средними (табл. 2). Цвет их серый, голубовато-серый, темно-серый и реже желтовато-серый. В них встречается гумусированный фитодетрит. Суглинки в основной своей массе карбонатные. Карбонат присутствует в них в тонкодисперсном состоянии. В суглинках встречаются мелкие обломки тонкостенных раковин пресноводных моллюсков.

В свежем изломе суглинки имеют запах сероводорода. Образовались суглинки, по-видимому, в условиях, характерных для фации озер. Геохимический режим этих озер был восстановительным.

При комплексном изучении минерального состава глинистой фракции пород неогенового и четвертичного возраста был выявлен преимущественно гидрослюдистый ее состав с довольно частой примесью бейделлита¹ или монтмориллонита (табл. 3).

При отмучивании глины и суглинки давали хорошие, устойчивые, плотные суспензии, не требующие применения пептизатора. Агрегаты ориентированных частиц <0,001 мм из этих глин и суглинков имели веретеновидную, щепковидную, удлиненную формы и параллельноволокнистое строение. Иногда появлялись агрегаты пакетовидной формы с тонким параллельноволокнистым строением. Показатели преломления щепковидных и веретеновидных агрегатов мономинеральных гидрослюдистых глин по $n'_g = 1,572—1,576$ и по $n'_p = 1,554—1,559$, двупреломление 0,010—0,018.

У агрегатов пакетовидной формы с тонким параллельноволокнистым строением показатели преломления заметно снижаются (по $n'_g = 1,566$, а по $n'_p = 1,547$). Двупреломление довольно высокое.

Рентгеноструктурный анализ отмечает широкое развитие гидрослюдов в глинистых фракциях неогенового и четвертичного возраста. На электронных снимках преобладают также гидрослюдистые частицы. Иногда в глинистых фракциях отмечается незначительная примесь каолинита.

В комплексе аксессуарных минералов, выделенных из глин и суглинков четвертичного и неогенового возраста, получили преобладающее значение эпидот, зеленая роговая обманка, ильменит-магнетит, анатаз. Для легкой фракции характерен полевошпатово-кварцевый состав. Аутигенные минералы представлены сидеритом, кальцитом, лимонитом и реже пиритом.

В целях исследования пригодности глин и суглинков для получения из них керамзита было отобрано из отложений неогена 19 проб, из которых удалены карбонатные стяжения. Эти пробы в естественном виде подверглись обжигу при температуре 1200° С в течение 10 мин с предварительной термоподготовкой их при температуре 400° С в течение 20 мин.

В результате испытания из 19 проб вспучились только 15. Объемный вес керамзита в куске вспучившихся проб колеблется от 0,51 до 1,55 г/см³ (см. табл. 1).

¹ См. прим. к стр. 98.

Таблица 2

Гранулометрический состав и отношения к вспучиванию осадков фелосовской свиты (Q₃fd)

№ п.п.	№ пробы	Интервал опробования, м	Содержание в % по весу			Порода	Термоподготовка		Обжиг		Объемный вес после обжига, г/см ³	Результаты обжига
			песчаные частицы, от 1 до 0,05 мм	пылеватые частицы, от 0,05 до 0,005 мм	глинистые частицы, менее 0,005 мм		время, мин. час	температура	время, мин	температура		
1	57	5,0—8,2	28,0	59,5	12,5	Суглинок легкий	20 мин	400°	10	1200°	0,54	Вспучилась
2	59	5,0—8,3	19,5	69,7	10,8	» »	20 мин	400	10	1200	0,83	»
3	66	4,0—6,5	16,0	77,2	6,8	Супесь пылеватая	2 час	105	10	1200	0,86	»
4	67	0,4—4,0	26,5	57,6	15,9	Суглинок средний	Влажный		10	1200	0,75	»
5	68	4,0—6,0	35,5	57,7	6,8	Супесь пылеватая	Влажный		10	1200	0,59	»
6	70	0,4—6,0	20,5	53,2	26,3	Суглинок тяжелый	2 час	105	10	1200	0,59	»
7	71	0,4—6,0	9,5	74,6	15,9	» средний	20 мин	400	10	1200	0,76	»
8	76	0,3—5,0	16,0	70,4	13,6	» легкий	2 час	105	10	1800	0,73	»
9	78	0,3—4,0	15,0	68,0	17,0	» средний	2 час	105	10	1200	0,77	»
10	80	0,3—3,0	15,5	70,3	14,2	» легкий	Влажный		10	1200	0,76	»
11	82	0,4—4,0	3,5	77,8	18,7	» средний	»		10	1200	0,6	»
12	84	0,3—5,5	10,5	79,9	9,6	Супесь пылеватая	»		10	1200	0,78	»
13	85	5,5—7,5	9,5	77,5	13,0	Суглинок легкий	20 мин	400	10	1200	0,63	»
14	86	0,3—5,0	21,0	59,7	19,7	» средний	Влажный		10	1200	0,81	»
15	89	3,5—7,0	7,5	73,8	18,7	» »	Влажный		10	1200	0,56	»
16	130	0,3—5,0	14,0	49,7	36,3	Глина пылеватая	20 мин	400	10	1200	0,35	»
17	131	5,0—7,0	10,5	75,9	13,6	Суглинок легкий	Влажный		10	1200	0,27	»
18	133	5,0—7,0	15,5	69,8	14,7	» »	»		10	1200	0,43	»
19	91	4,0—7,0	1,7	75,6	22,7	» тяжелый	»		8	1200	0,74	»
20	93	4,0—7,5	1,7	68,9	29,4	» »	»		8	1200	0,98	»
21	65	0,4—4,0	24,5	62,7	12,8	» легкий	»		10	1200	0,8	»
22	117	7,5—3,0	—	—	—		2 час	105	10	1200	0,42	»
23	120	3,0—5,5	—	—	—		20 мин	400	10	1200	0,85	»

Минеральный состав глинистой фракции, по данным различных видов исследований (федосовская свита Q₂fd)

№ п.п.	№ пробы	Интервал опробования, м	Порода	Данные замеров показателей преломления в ориентированных агрегатах					Минеральный тип глин по данным анализов		
				n'_g	n'_p	дву-преломление	форма агрегатов	минеральный состав глин	термического	электронномикроскопического	рентгенометрического
1	57	5,0—8,2	Суглинок серый	1,581	1,562	0,013	Щепковидная	Гидрослюда	Гидрослюда, органика		
2	59	5,0—8,3	» »	1,578	1,560	0,018	»	»			
3	66	4,0—6,5	Суглинок желто-бурый	1,581	1,568	0,013	Щепковидная, параллельно-волнистая	Гидрослюда с бейделлитом	То же		
4	67	0,4—4,0	Супесь желто-бурая	1,578	1,565	0,013	Щепковидная спутанно-локнистая	Гидрослюда			
5	68	4,0—6,0	» серая	1,583	1,560	0,023	Шапковидная	Гидрослюда	Гидрослюда с монтмориллонитом	Гидрослюда, монтмориллонит	
6	70	0,4—6,0	Суглинок желто-бурый	1,565	1,550	0,015	»	»			
7	71	0,4—6,0	» синевато-серый	1,568	1,550	0,018	»	»	Гидрослюда		
8	76	0,3—5,0	» желто-бурый	1,566	1,554	0,012	Неправильно размазанная	Каолинит гидрослюдистый			
9	78	0,3—4,0	» серый	1,583	1,568	0,015	Щепковидная	Гидрослюда	Гидрослюда монтмориллонитизированная		
10	80	0,3—3,0	» желто-бурый	1,572	1,559	0,013	»	»			
11	82	0,4—4,0	» »	1,581	1,568	0,013	»	»	Гидрослюда с каолинитом		
12	85	5,5—7,5	» »	1,580	1,560	0,020	»	Гидрослюда с примесью бейделлита			

Таблица 3 (окончание)

№ п.п.	№ пробы	Интервал опробования, м	Порода	Данные замеров показателей преломления в ориентированных агрегатах				Минеральный тип глины по данным анализов			
				n_g	n_p	дву-преломление	форма агрегатов	минеральный состав глин	термического	электронномикроскопического	рентгенометрического
13	86	0,3—5,0	Суглинок желто-бурый	1,584	1,568	0,016	Щелковидная	Гидрослода	Гидрослода с примесью каолинита и органики	Гидрослода, монтмориллонит	
14	89	3,5—7,0	»	1,584	1,562	0,022	»	Гидрослода с бейделлитом			
15	131	5,0—7,0	» серый	1,567	1,556	0,011	»	Гидрослода			
16	133	5,0—7,0	» синевато-серый	1,580	1,559	0,021	»	»			
17	117	7,5—9,0	» зелено-серый	1,569	1,556	0,013	»	»	Гидрослода с примесью каолинита, органики		Много иллита, кварца, присутствует каолинит; немного полевого шпата
18	120	3,0—5,5	» желто-бурый	1,583	1,565	0,018	»	»			

Анализы выполнены в соответствующих лабораториях НТГУ и ЗСГУ.

Одной из причин различного отношения пород неогена к вспучиванию мы считаем разное содержание глинистых фракций в породе. Так, породы, содержащие в своем составе фракцию $< 0,005$ мм свыше 60%, вспучиваются все с объемным весом керамзита в грануле от 0,5 до 0,9 г/см³, а породы с содержанием этой фракции от 60 до 30% (глина пылеватая) вспучиваются с объемным весом керамзита в куске от 0,5 до 1,55 г/см³; что касается суглинков, то они совершенно не вспучиваются (см. табл. 1)¹. По-видимому, в условиях быстрого подъема температуры при производстве керамзита в создании силикатного расплава участвует в основном пелитовая фракция.

Для получения определения пригодности суглинков федосовской свиты, для получения из них керамзита, были отобраны 23 пробы. В результате проведенных исследований выяснено, что все пробы после предварительной термоподготовки вспучились в естественном виде при температуре обжига 1200°, причем объемный вес керамзита в куске показал колебания от 0,27 до 0,98 г/см³, составляя в среднем 0,67 г/см³ (см. табл. 2).

По гранулометрическому составу суглинки федосовской свиты подразделяются на пылеватые, легкие и пылеватые средние.

Органический материал в суглинках распределен довольно равномерно и представлен гумусированным

¹ В соответствии с ГОСТ 9757-61 и 9859-61 практический интерес представляет сырье, из которого получается керамзит с объемным весом в куске не свыше 0,9 г/см³.

травянистым детритом размером от 0,1 до 3 мм. Содержание его в отдельных пробах составляет 10—15%. Присутствие органического вещества определяется визуально.

Сопоставляя результаты минералогического и физико-механического анализов суглинков по отношению их к вспучиванию, мы приходим к следующему выводу: кроме известных причин, оказывающих влияние на вспучивание, процесс выделения воды из гидрослюдистой массы и газообразных веществ, полученных в процессе сгорания гумусированного фитодетрита, также является определяющим фактором.

Для отложений неогенового и четвертичного возрастов характерен гидрослюдистый состав глинистой фракции с примесью бейделлита и монтмориллонита. При поисках керамзитового сырья в отложениях неогена следует искать глины гидрослюдистого состава, в которых фракция <0,005 мм составляет не меньше 60%. Суглинки четвертичного возраста (федосовская свита Q_2^{fd}) будут пригодны для получения керамзита в том случае, если они имеют повышенное содержание гидрослюды в составе глинистой фракции и обогащены гумусированным фитодетритом. При благоприятных горнотехнических условиях эксплуатации эти породы могут представлять промышленный интерес на керамзитовое сырье.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
М. Ф. Соколова, Ю. П. Казанский. Нонтронит в коре выветривания о-ва Ольхон (оз. Байкал)	5
Ю. Н. Занин. Палыгорскит из отложений верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра	11
И. В. Николаева. Хлориты в железоносных отложениях Бакчарского месторождения	17
А. В. Ивановская. Железистый хлорит из верхнеюрских отложений низовьев Лены	28
А. В. Ивановская. Бор в глинистых фракциях и гидрослюдах мезозойских отложений Лено-Оленекского района и его значение для определения палеосолености	35
Е. П. Акульшина, В. У. Петраков, В. И. Симонова. Некоторые закономерности распределения бора в глинистой части пород нижнего и среднего палеозоя запада Сибирской платформы	44
Е. П. Акульшина, Л. Н. Андреева. Малые элементы в глинистой части пород ордовика и силура как показатели интенсивности химического выветривания	57
С. С. Сухорукова. Глинистые минералы суглинков и глин поймы Оби	69
З. Я. Сердюк, Н. П. Роенко. Минералогия глин коры выветривания Барлакского района (Новосибирская область)	77
М. Ф. Соколова, Г. Н. Перозио, А. А. Бульникова. Глинистые минералы мезозойских отложений бассейна р. Кас (Западно-Сибирская низменность)	81
К. М. Абакумова, Г. В. Гуренкова, В. М. Кремнева, М. Р. Махензон, Н. К. Миргородская, В. П. Петрова, В. А. Плуман, А. Г. Пода, З. Я. Сердюк, К. В. Яскина, С. М. Яшина. О глинистых минералах в кайнозойских и мезозойских отложениях Обь-Иртышского междуречья	97
Г. Н. Бровков, И. Д. Забияка. Об особенностях состава глинистых пород среднего палеозоя Тувы	111
Ю. П. Казанский, М. Ф. Соколова. О составе глинистых минералов в отложениях верхнего докембрия юго-востока Енисейского кряжа	122
В. С. Храпов. Изучение минералогии и возможности использования для получения керамзита некоторых неогеновых и четвертичных глинистых пород Новосибирской области	130

Глины и глинистые минералы Сибири

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО Академии наук СССР*

Редактор издательства *И. А. Клинцева*. Технический редактор *И. Н. Дорохина*

Сдано в набор 21/1 1965 г. Подписано к печати 17/III 1965 г. Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆.
Печ. л. 8,5+3 вкл. Усл. печ. л. 10,96+3 вкл. Уч.-изд. л. 12,1(11,1+1,0 вкл.) Тираж 1300 экз. Т-04525.
Изд. № 3467. Тип. зак. 5525. Темплан 1965 г. № 410

Цена 84 коп.

2-я типография изд-ва «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., д. 10

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21.