

465

ISSN 0002-3272



В.А.Дриц А.Г.Коссовская

ГЛИНИСТЫЕ  
МИНЕРАЛЫ:  
СЛЮДЫ, ХЛОРИТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.А.Дриц А.Г.Коссовская

ГЛИНИСТЫЕ  
МИНЕРАЛЫ:  
СЛЮДЫ, ХЛОРИТЫ

*Труды, вып. 465*

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор  
член-корреспондент АН СССР П.П.ТИМОФЕЕВ



---

МОСКВА  
"НАУКА"  
1991

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute  
V.A. Drits, A.G. Kossowskaya  
**CLAY MINERALS: MICAS, CHLORITES**

*Transactions, vol. 465*

Глинистые минералы: слюды, хлориты / В.А. Дриц, А.Г. Коссовская. — М.: Наука, 1991. — 176 с. (Тр. ГИН; Вып. 465). ISBN 5-02-002160-1

Книга посвящена слюдам и хлоритам — породообразующим минералам осадочных, вулканических и метаморфических пород континентов, областей, переходных от континентов к океанам, и океанов. Разработаны геокристаллохимические классификации и установлены индикаторные характеристики этих минералов для различных физико-химических условий формирования от хемогенных карбонатно-соленосных и кластогенных формаций аридного и гумидного климатов на континентах до вулканогенных и магматических серий пород островодужных систем и офиолитов. Рассмотрены кристаллохимические структурные особенности слюд и хлоритов разных уровней претематоморфических преобразований при региональном эпигенезе—метегенезе вплоть до метаморфизма зеленосланцевой и начала амфиболитовой фаций.

Табл. 30. Ил. 45. Библиогр.: 180 назв.

The book deals with micas and chlorites, contained in diverse sedimentary, volcanic and metamorphic rocks on continents, transition zones between continents and oceans, and oceans. Geocrystallochemical classifications of these minerals are elaborated and their indicator characteristics are established for different physico-chemical conditions of their formation, including chemogenic lime-evaporitic and clastogenic formations of arid and humid climate on continents, as well as volcanic and magmatic series of rocks in marginal sea island-arc systems and ophiolites. Crystal-chemical and structural features of micas and chlorites at different stages of premetamorphic transformation during regional epigenesis and metagenesis up to greenschist and early amphibolite facies of metamorphism are considered.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц*

Рецензенты:

*И.М. Симанович, А.И. Горшков*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR  
*A.L. Knipper* (Editor-in-Chief), *V.G. Gerbova, Yu. B. Gladenkov, V.A. Drits*

Responsible Editor

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR *P.P. Timofeev*

Reviewers:

*I. M. Simanowich, A.I. Gorshkov*

Д 1804020000-294  
042(02)-91 316-91, II полугодие

©Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-002160-1

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Роль глинистых минералов как индикаторов геологической истории верхней осадочно-вулканогенно-метаморфической оболочки Земли общеизвестна. Первая книга авторов, посвященная этой теме, "Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования" [Дриц, Коссовская, 1990] осветила различные аспекты состава, распределения и образования этих двух важнейших семейств глинистых минералов в различных обстановках континентальных блоков, областей, переходных от континентов к океанам, в осадочном слое и базальтовом субстрате океанов.

Ди- и триоктаэдрические смектиты являются чаще всего теми первичными образованиями, на основе которых начинается формирование более устойчивых фаз — диоктаэдрических слюд и хлоритов.

Смешанослойные смектит-слюдистые и смектит-хлоритовые минералы являются как бы мостиком, соединяющим лабильные структуры смектитов разного состава и генезиса с устойчивыми структурами слюд и хлоритов. Это общее положение нуждается, конечно, в некоторой оговорке. По-видимому, при определенных обстоятельствах возможно прямое формирование слюдистых и хлоритовых минералов.

Однако наиболее широко распространенные диоктаэдрические слюды — иллиты, Fe-иллиты, лейкофиллиты и Fe-Mg-хлориты, скорее всего, проходят начальные смектитовые или смешанослойные состояния, вслед за которыми в условиях нарастающих температур и давлений, а возможно, и в результате длительности геологического времени (при эпигенезе и метагенезе) они переходят в истинные слюды и хлориты.

Настоящая книга состоит из трех глав. В первой рассматриваются основные типы минерало-петрографических семейств кластогенных, вулканокластогенных и вулканических пород, в которых слюды и хлориты являются порообразующими минералами. Эти семейства слагают типовые формации, расположенные в пределах глобальных геологических структур Земли: на континентах, областях, переходных от континентов к океанам, в осадочном слое и базальтовом субстрате океанов. В этой главе дается как бы геологический фон, на котором в последующих главах рассматриваются особенности состава и генезиса диоктаэдрических слюд и хлоритов, служащих индекс-минералами многих геологических обстановок и процессов в верхней оболочке земной коры.

Вторая и третья главы посвящены соответственно слюдам и хлоритам. Предлагаются новые геокристаллохимические схемы классификаций этих минералов, рассматриваются геологические обстановки их распространения, условия и механизм образования. Особенное внимание концентрируется на кристаллохимических возможностях этих минералов как индикаторах предметаморфического преобразования пород на стадиях диагенеза — начального метаморфизма.

Показана абсолютная значимость ряда Al-смектиты — диоктаэдрические слюды для разнообразных комплексов осадочных и метаморфических пород в пределах

континентальных блоков с сиалическим типом земной коры и железисто-магнезиальных глинистых минералов, начиная от сапонитов и смешанослойных минералов и кончая Fe-Mg- и Mg-Fe-хлоритами, в древних и современных комплексах с субокеанической и океанической корой.

Следует отметить, что основной фактический материал накоплен главным образом для различных геологических регионов материков, что и обуславливает более подробное освещение семейства диоктаэдрических слюд.

Материал по хлоритам (особенно из основных магматических пород) еще только начинает привлекать внимание исследователей. Поэтому в настоящей книге синтезированы результаты изучения хлоритов главным образом кластогенных формаций, где они присутствуют в парагенезах со слюдами. Хотя этот материал еще достаточно нов, он, однако, подтверждает давно высказанную авторами точку зрения о возможной "закодированности" в кристаллохимических характеристиках хлоритов глубокометаморфизованных комплексов их первичной принадлежности к пара- или ортопородам.

## ПРОБЛЕМЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КЛАСТОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (ДИАГЕНЕЗ—НАЧАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ) НА КОНТИНЕНТАХ И В ОКЕАНАХ

Диоктаэдрические слюды и хлориты являются индикаторными минералами, отражающими эволюционную историю формирования и изменения осадочных, кластогенных и вулканогенных пород в различных геологических обстановках. В кристаллохимических и структурных характеристиках этих минералов запечатлеваются термодинамические уровни преобразования осадочных пород по мере их перехода в собственно метаморфические образования.

Разработка проблемы эпигенеза началась в середине 50-х годов у нас в стране и за рубежом. На протяжении последующих 30 лет изучению зональности преобразования осадочных кластогенных комплексов в метаморфические породы от третичного возраста до нижнепротерозойского было посвящено множество работ исследователей разных стран. Эти работы проводились в регионах с различными типами геологического строения: на платформах, в миогеосинклиналях или "терригенных геосинклиналях", в области сопряжения континентальной и океанической коры, а в последние 10—15 лет — как в осадочном слое, так и в базальтовом субстрате океанов.

Огромный объем исследований показал геологическую масштабность этого явления и по значимости поставил его на одну ступень с региональным метаморфизмом.

Интерес к изучению преобразования кластогенных пород связан не только с общими теоретическими проблемами выяснения "предистории" метаморфизма, но и с чисто практическими задачами изучения полезных ископаемых. Главное практическое применение эти исследования нашли в нефтяной геологии. Новая вспышка интереса к ним в 70—80-х годах связана с проблемами нефтеносности и газоносности областей, переходных от континентов к океанам. Можно ожидать, что важный практический аспект будут иметь и исследования, сосредоточенные на новой проблеме гидротермального океанического эпигенеза и метаморфизма в связи с генезисом рудоносных осадков рифтовых областей.

В настоящей книге не могут, естественно, быть рассмотрены все проблемы, связанные с историей предметаморфических преобразований осадочных и магматических пород.

В этой главе мы остановимся только на вопросах, непосредственно связанных с выявлением индикаторной роли слюд и хлоритов как реперов определенных термодинамических уровней изменений пород. К ним относятся:

1. Номенклатура и терминология, используемые советскими и зарубежными исследователями для определения стадий и зон преобразования пород. Без рассмотрения этих вопросов было бы трудно сопоставлять работы советских и зарубежных исследователей разных лет.

2. Характеристика основных петрографических семейств кластогенных пород, с преобразованиями которых связано появление определенных минералогических фаций регионального эпигенеза—метагенеза, сопряженных с "родственными" фациями регионального метаморфизма. Индекс-минералами в них служат

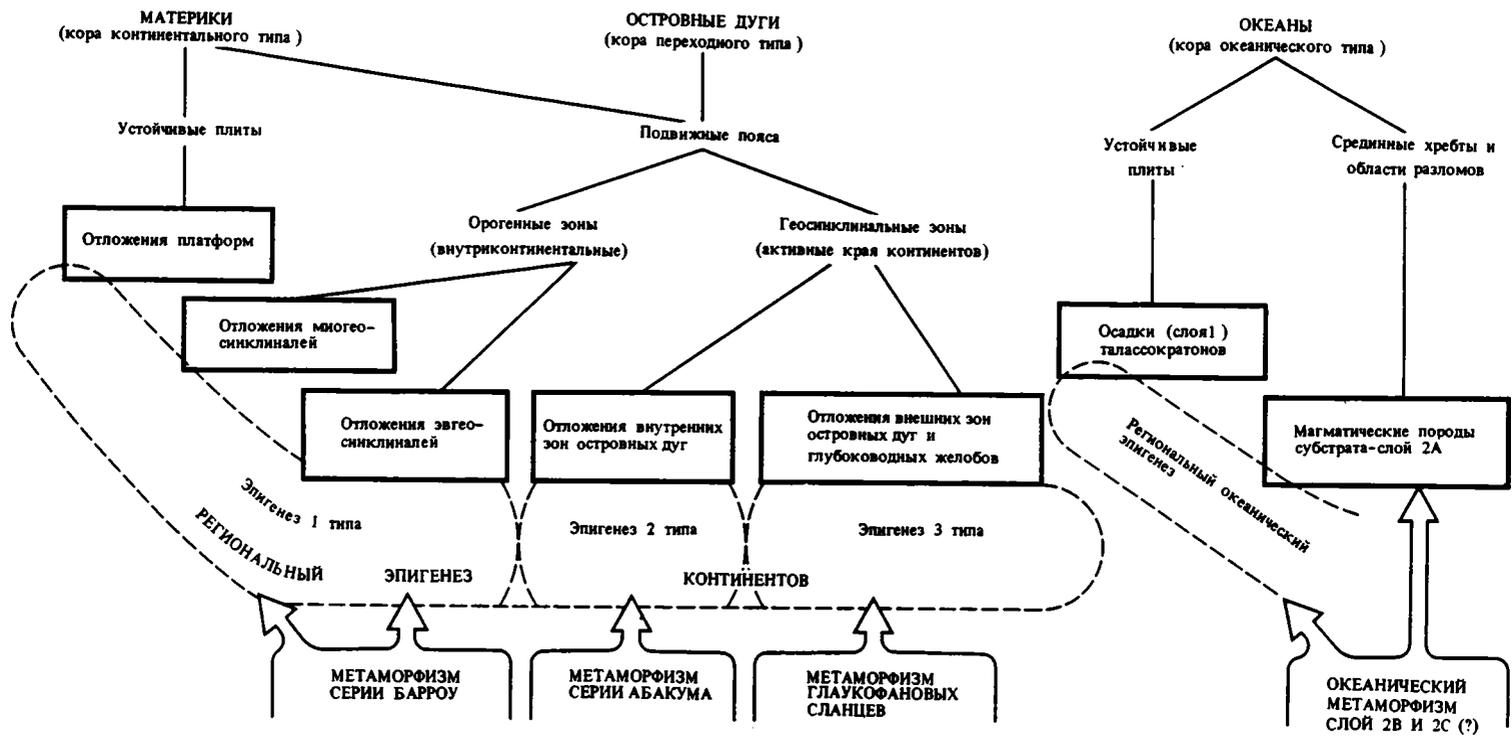


Рис. 1. Общая классификация геотектонических типов регионального эпигенеза—метагенеза (по А.Г. Коссовской, В.Д. Шутову [1976])

слюды и хлориты и их парагенезы с некоторыми другими новообразованными силикатами [Коссовская, Шутов, 1963, 1976] (рис. 1, 2).

3. Рассмотрение геотектонических типов регионального эпигенеза—метагенеза, приуроченных к геологическим обстановкам, характеризующимся разными термодинамическими условиями метаморфизма [Коссовская, Шутов, 1976; Robinson, 1987; Frey et al., 1987; и др.]

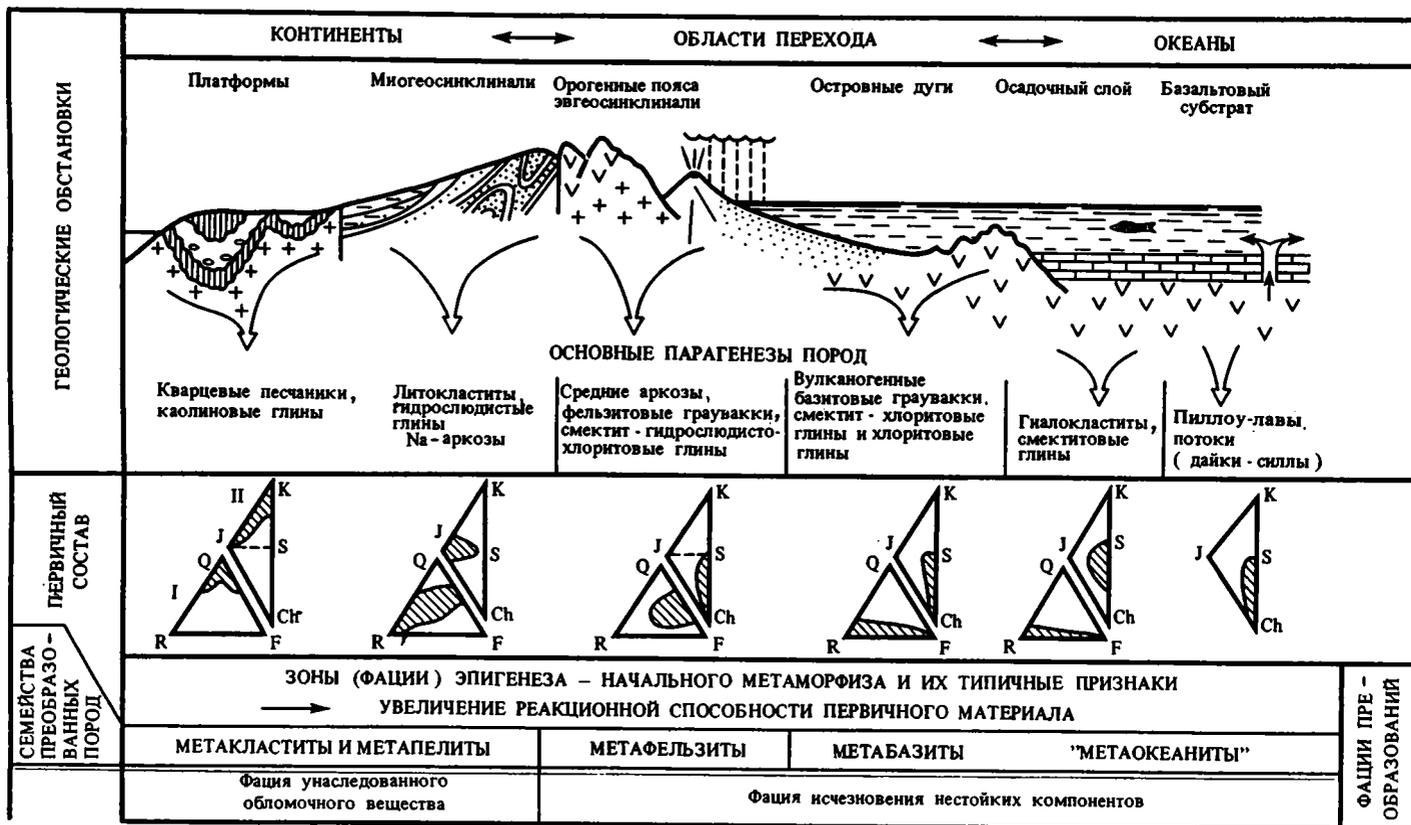
### ТЕРМИНОЛОГИЯ, ИСПОЛЬЗУЕМАЯ ПРИ НАИМЕНОВАНИИ ЗОН ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПРИ ДИАГЕНЕЗЕ—МЕТАМОРФИЗМЕ

Без унификации и корреляции наименований, применяемых для характеристики преобразования силикатных пород, невозможно понять, какую стадию, зону или минеральную ассоциацию (субфацию или фацию предметаморфизма или метаморфизма) описывают авторы из различных стран.

Следует отметить, что вопросы номенклатуры, используемой для обозначения зон и стадий процессов преобразования пород находятся сейчас в центре внимания исследователей многих стран мира, занимающихся проблемой предметаморфизма. Этой проблеме посвящен проект № 294 ("Very low grade metamorphism") Международной программы геологической корреляции (1988—1993). Единая международная схема обозначения зон и стадий предметаморфизма пока не разработана; она является предметом дискуссий. Большинство зарубежных специалистов используют сочетания схем, предложенных Д. Сегонзаком, Б. Кюблером, М. Фреем и У. Кишем для метакластитов и метапелитов [Segonsac, 1969; Kubler, 1966, 1967; Fray, 1987; Kisch, 1987] и схем Д. Кумса, Ф. Тернера и Г. Винклера для вулканогенных комплексов [Fray, Kisch, 1987]. Применяются следующие термины: диагенез (начальный и поздний), аншизона и эпизона. В основу подразделения для зон метакластитов используется индекс кристалличности иллита, предложенный Кюблером [Kubler, 1968], а в последние годы модифицированный и уточненный Д. Ханциклером [Hunziker et al., 1986] в угленосных комплексах — характеристика углей (отражательная способность витринита ( $R_m$ , %), выход летучих ( $V_m$ , %), марки углей).

Сопоставление схем подразделения зон предметаморфизма, используемых в этой книге, со шкалой, применяемой во многих работах зарубежных авторов, дается на рис. 2,3. Мы используем термины эпигенез—метагенез схемы, разработанной впервые в нашей стране [Коссовская, Шутов, 1956; Kossovskaya, Shutov, 1958; Копелиович, 1965; и др.]. Целесообразность применения этой схемы диктуется в первую очередь тем, что набор индикаторных признаков в породах и минералах, появляющихся на разных уровнях преобразования пород, в работах советских ученых значительно шире, чем тот, который используют зарубежные исследователи.

Среди глинистых минералов в качестве индикаторов используются не только слюды (индекс кристалличности иллита), но весь спектр характеристик слоистых силикатов: изменения биотита, каолинита (в мономинерально-кварцевых породах), гамма смешанослойных минералов, политипия диоктаэдрических слюд и хлоритов [Дриц, Коссовская, 1986, 1990 и др; Коссовская, Дриц, 1975, 1985 и др; Карпова, 1972; Шутов, 1962, 1975; и др]. Рассматриваются уровни внутрислойного растворения фемических минералов, упрощение состава плагиоклазов и нарастание степени альбитизации кислых плагиоклазов [Копелиович, 1965; Коссовская, 1962]. Не остается безразличным к нарастающим температурам эпигенеза—метагенеза даже такой устойчивый минерал как кварц. В нем пропадают признаки унаследования от материнских пород — исчезают включения, дефекты упаковки и пластические деформации и появляются новые черты: растворения — регенерации, раскристаллизационный бластез и др. [Симанович, 1978]. Большое



низкотемпературный метаморфизм	ЭПИЗОНА	МЕТАГЕНЕЗ	Кварц-пирофиллитовая	Мусковит-хлоритовая Слюды 2M <sub>1</sub> Хлорит II b ( $\beta = 97^\circ$ ) Стильпномелан	Хлоритовая с пренимом (пумпеллином) хлорит II b ( $\beta = 97^\circ$ )	Хлоритовая	ФАЦИИ И СУБФАЦИИ ЭПИГЕНЕЗА – МЕТАГЕНЕЗА	
		АНШИЗОНА	ПОЗДНИЙ ЭПИГЕНЕЗ	Кварц-каолинит-дискитовая	Гидрослюдисто-хлоритовая Слюды 1M(2M <sub>1</sub> ) Хлорит Ib ( $\beta = 90^\circ$ )	Ломонтитовая с корренситом и хлоритами Ib ( $\beta = 90^\circ$ )		Корренситовая (анальцит)
			НАЧАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ	Кварц-каолинитовая гидрослюдистая	Поликонтентное глинистое вещество Al-сметиты Гидрослюды 1Md смешаннослойные иллит-сметиты	Реликты пироксенов и амфиболов Преобразование биотита и Ca-Na-плагноклазов Al-Fe-сметиты Бергерьины Разбухающие хлориты		Сметитовая Fe-Al-сметиты, Ca-Na-цеолиты
	ДИАГЕНЕЗ	ДИАГЕНЕЗ	ПАЛАГОНИТОВАЯ	Сметитовая Fe-Al-сметиты, Ca-Na-цеолиты	Fe-Al-сметиты, клиноптилолит	Fe-Al-сметит, нонтрониты, филлипсит Fe-Al-сметит, клиноптилолит		Fe-сметиты, Mg-Fe-сапониты, филлипсит
			ДИАГЕНЕЗ	Сметитовая Fe-Al-сметиты, Ca-Na-цеолиты	Fe-Al-сметит, клиноптилолит	Fe-Al-сметит, нонтрониты, филлипсит		Fe-сметиты, Mg-Fe-сапониты, филлипсит

Рис. 2. Зоны (фации) регионального эпигенеза—метагенеза в различных геологических обстановках континентов и океанов (по А.Г. Коссовской, И.М. Симановичу, В.Д. Шутову [1981] с дополнениями)

Первичный состав:

/ — песчаники: Q — кварц, F — полевые шпаты, R — обломки пород; // — глины: K — каолинит, I — иллит, S — смектит, Ch — хлорит

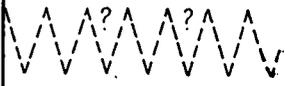
R <sub>mv</sub> ,%	V.M.,%	СТЕПЕНЬ УГЛЕФИКАЦИИ		Зоны (Kübler)		МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ	
				СТАДИИ (Коссовская, Шутов)		(Turner, Coombs, Winkler)	
0,8	39	БИТУМИНОЗНЫЕ С ВЫСОКОЙ ЛЕТУЧЕСТЬЮ	<b>ЗОНА ДИАГЕНЕЗА (ЭПИГЕНЕЗА)</b>  КРИСТАЛЛИЧНОСТЬ ИЛИТА, НЕУПОРЯДОЧЕННЫЕ СМЕШАНО- СЛОЙНЫЕ ИЛИТ-СМЕКТИТЫ, ГРУППА МИНЕРАЛОВ КАОЛИНИТА ОТСУТСТВИЕ ПИРОФИЛЛИТА	<b>ГЕЙМАНДИТ - АНАЛЬЦИМОВАЯ ЗОНА</b>  <b>ЛОМОНТИТОВАЯ ЗОНА</b>  <b>ЛОМОНТИТ - ПРЕНИТ- ХЛОРИТОВАЯ ЗОНА</b>	<b>ЦЕОЛИТОВАЯ ФАЦИЯ</b>  		
1,1	31	БИТУМИНОЗНЫЕ СО СРЕДНЕЙ ЛЕТУЧЕСТЬЮ					
1,5	22	БИТУМИНОЗНЫЕ С НИЗКОЙ ЛЕТУЧЕСТЬЮ					
1,9	14	ПОЛУАНТРАЦИТЫ					
2,5	8	АНТРАЦИТЫ	<b>ЗОНА АНШИМЕТАМОРФИЗМА (СТАДИЯ РАННЕГО МЕТАГЕНЕЗА)</b>  ПИРОФИЛЛИТ, РЕКТОРИТ, ОТСУТСТВИЕ СМЕШАНОСЛОЙНЫХ НЕУПОРЯДОЧЕННЫХ ИЛИТ- СМЕКТИТОВ И ОБЛОМОЧНОГО БИОТИТА	<b>ПРЕНИТ - ПУМПЕЛИИ- ТОВАЯ ФАЦИЯ</b>  <b>ПУМПЕЛИИТ - ПРЕНИТ-КВАРЦЕВАЯ ФАЦИЯ</b>  <b>ПУМПЕЛИИТ-АКТИНО- ЛИТОВАЯ ФАЦИЯ</b>	<b>ФАЦИЯ ГОЛУБЫХ СЛАНЦЕВ</b>  (ЛАВСОНИТ-ЖАДЕИТ-ГЛАУКО- ФАН И ЛАВСОНИТ-АЛЬБИТО- ВЫЕ ФАЦИИ)		
~ 5	2						
	(~15% Н)	МЕТААНТРАЦИТЫ	<b>ЭПИЗОНА ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ СТАДИЯ ПОЗДНЕГО МЕТАГЕНЕ- ЗА</b>	?                      ?  <b>ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ</b>	  <b>ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФАЦИЯ</b>  <b>ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕ- ВАЯ ФАЦИЯ</b>		
	1,25 (~0,8% Н)						

Рис. 3. Сопоставление зон (фаций) регионального эпигенеза—метагенеза в кластолититах, углях и "фаций метаморфизма" в вулканокластитах [Frey et al., 1987]

значение придается изменению структурных особенностей песчаных пород (конформные, инкорпорационные, бластические, стилолитовые и др.), характеристике изменения пористости и проницаемости песчаных и глинистых пород, преобразованию органического вещества, начиная с ранних стадий диагенеза [Тимофеев, Боголюбова, 1969] и др.

Авторы считают нецелесообразным использование термина "катагенез", широко распространенного у нас в стране. Аргументация неточности использования этого термина, предложенного А.Е. Ферсманом еще в 1934 г., была дана в книге "Эпигенез и его минеральные индикаторы" [1971]. Мы не будем повторять ее здесь. Напомним только, что А.Е. Ферсман объединял в понятие катагенез два типа явлений: изменения, происходящие на границе двух разнородных геохимических и минералогических тел (например, известняки—глины), и изменения при постепенных погружениях, начиная от потери контакта осадка с водой. Термин "катагенез" во втором толковании А.Е. Ферсмана может быть с известной степенью условности применен к терригенным комплексам платформенных областей со спокойным тектоническим режимом; он будет соответствовать эллизионному катагенезу В.Н. Холодова [1983]. Для складчатых областей термин "катагенез" неприемлем.

Работы последних лет, в том числе и изотопные исследования, показали, что в тектонически активных регионах факторы преобразования пород разновременны и разнообразны. К ним относятся: стресс, который может иметь место при разных фазах складчатости, меняющиеся воздействия теплового потока и гидротермальных проявлений, разновремененно проявленная магматическая деятельность. Самое главное то, что действие перечисленных факторов является не одноактным и может быть оторвано от процессов накопления и погружения кластогенных комплексов на многие десятки миллионов лет. Иными словами, преобразование пород осуществляется под действием тех же факторов, при которых происходит региональный (и локальный) динамотермальный метаморфизм, но только уровень преобразований еще не достигает кинетических параметров, способствующих появлению равновесных систем метаморфизма. Поэтому применение терминов "эпигенез—метагенез", объединяемых понятием "предметаморфизм" (проект 294 МПГК), представляется нам наиболее целесообразным.

#### **МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ СЕМЕЙСТВА И ФАЦИИ (СУБФАЦИИ) РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА-МЕТАГЕНЕЗА**

Выявление сопряжения не измененных кластогенных пород с "родственными" фациями регионального метаморфизма потребовало прежде всего установления главных семейств кластогенных пород по их петрографическому и петрохимическому составу. За основу выделенных семейств кластогенных пород были взяты взаимосвязанные перагенетические образования широкого гранулометрического спектра: песчаники—глины. Ассоциации песчаных и глинистых пород, возникающие за счет разрушения тех или иных материнских образований, в определенных геологических условиях характеризуются схожим и взаимосвязанным минералогическим и петрохимическим составом, обуславливающим появление новообразованных минералов-индикаторов на разных уровнях и при разных термодинамических обстановках их формирования [Коссовская, Шутов, 1963, 1976; Коссовская и др., 1981; Шутов, 1984]

Результатом было выделение фаций (и субфаций) регионального эпигенеза—метагенеза и выявление критериев, позволяющих коррелировать породы разных исходных типов, находящихся на одном и том же уровне предметаморфических преобразований (см. рис. 2).

Обобщение обширного материала позволило выделить следующие основные

семейства кластогенных пород, распространенных на континентах и в областях перехода от континентов к океанам и в океанах.

1. Семейство кварцевых песчаников в ассоциации с каолинитовыми глинами.

2. Семейство кислых аркозов или кварц-полевошпатовых песчаников с плагиоклазами до № 20 и калиевыми полевыми шпатами. Этот тип песчаников ассоциирует с поликомпонентными глинами, в которых основная роль принадлежит гидрослюдистым минералам и иллитам.

3. Семейство полимиктовых литокластических песчаников, основными компонентами которых являются обломки различных сланцев низкой степени метаморфизма, кремнистые породы и т.д. Глины, сопровождающие песчаники этого типа, имеют также полиминеральный состав с постоянным присутствием смешанослойных минералов, гидрослюд, иллитов, смектитов, каолинита, примеси хлоритовых минералов.

4. Семейство средних аркозов с плагиоклазами до № 45, часто с обильным биотитом, роговой обманкой, реже с пироксенами. Глины этого семейства характеризуются сложным составом с участием хлорита, вермикулита, монтмориллонита и гидрослюд, представляющих часто продукты стадийного изменения нестойких триоктаэдрических слюд. С семейством средних аркозов тесно связаны их вулканогенные аналоги — фельзитовые граувакки, образующиеся за счет разрушения вулканитов дацит-андезитового состава. В отличие от семейства средних аркозов в них практически отсутствует биотит. Глины имеют смектитовый или хлорит-смектитовый состав. Гидрослюдистые минералы играют подчиненную роль.

5. Семейство вулканогенных граувакк, состоящих главным образом из обломков стекловатого базиса основных эффузивных пород. Плагиоклазы представлены ассоциацией от андезина до лабрадора, количество их незначительно. Кварц встречается в количестве, не превышающем 5—15%. Глинистое вещество состоит из ди- и триоктаэдрических смектитов, реже — корренситовых минералов.

6. Семейство гиалокластитов связано с разрушением базальтоидов. Главные компоненты стекловатого базиса основного состава, палагонит, в подчиненном количестве зерна основных плагиоклазов, пироксенов, апатизированные частицы. Глинистые минералы представлены Fe-смектитами и ди-, и триоктаэдрического типа, иногда присутствуют селадонитовые гидрослюды и селадониты. Выделенные семейства не охватывают, конечно, полностью всего многообразия терригенных образований. Существуют переходные ассоциации пород, возникающие за счет смешения обломочного материала из разных петрографических источников или за счет неполного выветривания полимиктовых и мезомиктовых ассоциаций. Однако для решения поставленной задачи было важно выявить наиболее характерные "чистые" минералогические ассоциации, достаточно широко распространенные в глобальных геотектонических обстановках Земли.

Совокупность всех семейств терригенных пород можно представить в виде непрерывного ряда, на одном конце которого помещаются наиболее устойчивые образования, максимально приспособившиеся к условиям зоны осадкообразования на континентах (семейства кварц-каолинитовых пород, кислых аркозов и литокластитов), на другом — породы, химико-минералогический состав которых близок к эндогенным мафическим породам и геохимически не устойчив в поверхностных обстановках континентальных блоков. Это типичные породы эвгеосинклинальных областей, активных окраин континентов и океанического дна. К ним относятся: средние аркозы и фельзитовые, вулканогенные граувакки—основные граувакки— гиалокластиты. Полученный ряд семейств кластогенных пород связан с разным характером земной коры в пределах основных глобальных структур верхней оболочки Земли: континентов, окраинных активных областей переходных зон и океанов (см. рис. 1,2).

В зоне начального эпигенеза, в условиях постепенного возрастания температур и давлений, не для всех семейств минералогическая перестройка начинается одновременно.

### МЕТАКЛАСТИТЫ И МЕТАПЕЛИТЫ

В пределах континетов на платформах и в обрамляющих их миогеосинклиналях и терригенных геосинклиналях распространены главным образом породы трех первых семейств.

Эталонными разрезами платформенных областей являются кластогенные комплексы протерозоя, палеозоя, мезозоя Русской и Западно-Сибирской платформ и Балтийского щита [Копелиович, 1965; Муравьев, 1983; Шутов, 1962; Шутов и др., 1975; Aldahan, Morad, 1986a, б; и др.]. Мощность изученных платформенных разрезов колеблется от первых сотен метров до 2500—3000 м. В осадочном чехле платформы обычно присутствуют только две зоны: диагенеза-начального эпигенеза и позднего эпигенеза.

В прогибах, миогеосинклиналях и терригенных геосинклиналях альпийского типа наблюдается вся гамма зон преобразования пород вплоть до появления индекс-минералов регионального метаморфизма (биотит-ставролитовая изограда). Более глубокие преобразования могут быть приурочены только к локальным областям повышенного геотермального градиента или гидротермальных преобразований.

**Фации регионального эпигенеза—метагенеза метакластитов.** Породы первых трех типов сиалических семейств мы относим к метакластитам и метапелитам. В зоне диагенеза—начального эпигенеза они практически не испытывают минералогических преобразований и относятся к фации вещества унаследованного состава (см. рис. 2).

**Семейство кварцево-каолинитовых пород.** В зоне позднего эпигенеза в породах кварц-каолинитового семейства появляется кварц-диккитовая ассоциация, сменяющаяся кварц-пирофиллитовой фацией. К эталонным разрезам могут быть отнесены нижнепалеозойские и протерозойские кварцевые песчаники юга Русской платформы и восточной части Алданского щита, а также овручские песчаники Украины [Шутов, 1962; Копелиович, 1965]. Породы этих разрезов очень сходны и представляют собой кварцитовидные песчаники со сложными мозаичными структурами и специфическими округлыми агрегатами пирофиллита, вкрапленными в кварцевую мозаику породы.

М. Фрейю [Freu, 1987] удалось закартировать обширную зону перехода каолинит-кварцевых пород в пирофиллитовые метакластиты в тектонических покровах Гельветской Альпийской складчатой зоны. Автор описывает этот процесс следующим уравнением: каолинит + кварц = пирофиллит +  $H_2O$ .

Характер сопряжения кварц-пирофиллитовой фации с метаморфическими фациями был до последнего времени не изучен. По-видимому, семейству кварц-каолинитовых пород, переходящих в собственно метаморфические породы, может соответствовать кианитовая фация. Это подтверждается недавней находкой кианита в сильно метаморфизованных породах южной части Верхоянского хребта (устное сообщение И.М. Симановича).

**Семейство кислых аркозов и поликомпонентных глин.** Это семейство присутствует как в платформенных, так и в миогеосинклинальных разрезах. В первом случае в них доминируют калиевые полевые шпаты, во втором — кислые плагиоклазы. Особенностью пород этого семейства является частое присутствие биотита, преобразования которого начинаются еще в зоне диагенеза—начального эпигенеза и обуславливают поликомпонентный смектит-иллит-хлоритовый состав глинистого вещества (см. главу вторую).

Следует подчеркнуть, что в осадочном чехле платформы присутствуют только

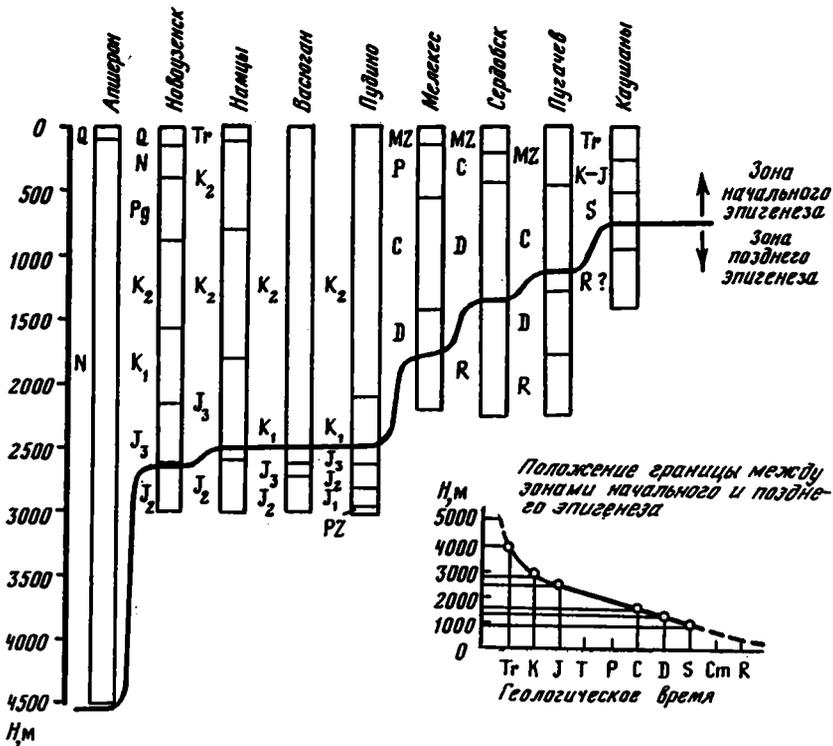


Рис. 4. Граница зоны начального и позднего эпигенеза в отложениях разного возраста — рифей—неоген (по: В. Д. Шутову (1962))

две первые зоны преобразований: диагенеза—начального эпигенеза и позднего эпигенеза, граница между этими зонами связывается с разным возрастом пород (рис. 4). В мезозойских комплексах Русской и Сибирской платформ положение этой границы довольно постоянно и находится на глубинах около 2500 м, что совпадает с температурами около 100—150°C. Для палеозойских отложений Русской платформы она находится на глубине 1300—1700 м, а в рифейских отложениях около 1000 м. Известно, что в молодых неогеновых отложениях Апшеронского полуострова она превышает 5 км.

Трудно сказать, связан ли этот процесс с длительной литостатической нагрузкой или с разным геотермическим градиентом в земной коре раннего палеозоя и мезозоя. Некоторые факты дают основание считать, что большее значение имел второй фактор (см. главу третью).

Породы семейства полимиктовых литокластических песчаников очень широко распространены в мощных комплексах кластогенных формаций прогибов, миогеосинклиналей и альпийских терригенных геосинклиналей. Питание обломочным материалом в последних осуществлялось как с примыкающих платформ, так и растущих кордильер. Мощность формационных терригенных комплексов достигает 10—15 км.

Описаны эталонные разрезы, в которых представлены все уровни предметаморфического преобразования пород вплоть до смыкания их с мусковит-хлоритовой фацией зеленосланцевого метаморфизма: в Приверхоянском прогибе и Верхоянской геосинклинали [Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1956, 1976; Япоскурт, 1989], в Днепровско-Донецком бассейне [Карпова, 1972; Логвиненко, 1968], в Карагандинском и Печорском угленосных бассейнах [Граувакки..., 1971;

Шутов и др., 1975], в складчатой системе Центрального Кавказа [Гаврилов, Ципурский, 1987а].

Широко распространены глинистые сланцы и аргиллиты, принадлежащие мусковит-хлоритовой фации, в предальпийских прогибах и в северной части Центральных Альп. Для выделения этих зон широко используется "индекс кристалличности" иллита [Segonzac, 1969; Kubler, 1968; Frey et al, 1987; и др].

По номенклатуре зарубежных авторов зона позднего эпигенеза-метагенеза коррелируется с аншизойной. Породы, относящиеся к этой зоне, развиты среди сильно дислоцированных отложениях геосинклинальных областей.

#### МЕТАВУЛКАНИТЫ (МЕТАФЕЛЬЗИТЫ, МЕТАБАЗИТЫ)

Следующие два семейства кластогенных пород (средние аркозы, вулканогенные граувакки) связаны с различными геотектоническими обстановками активного режима. Они развиты в пределах вулканоплутонических поясов эвгеосинклиналей, в древних и современных островодужных системах областей "реактивизации" и новейших движений на платформах. Наиболее распространены рассматриваемые породы в областях с корой переходного типа от континентальной к океанической. Общей чертой пород вулканокластогенных формаций, несмотря на разнообразие их состава и обстановок их распространения, является то, что они представлены высокорреакционным свежим материалом "первого цикла" седиментации. Кроме того, режим обстановок осадконакопления мог способствовать активизации процессов преобразования пород в результате повышенных значений теплового потока и (или) гидротермальных проявлений.

Первым объектом, на примере которого описаны преобразования вулканокластогенных пород, были триасовые граувакки района Тарингатуры в Новой Зеландии. Дж. Кумс впервые установил в мощном разрезе вулканогенных граувакк среднего (фельзитового) состава наличие зональности преобразований, выразившейся в появлении различных ассоциаций цеолитов. Этот разрез мощностью свыше 12 км послужил эталонной моделью выделения цеолитовой фации зеленых сланцев [Coombs et al, 1959; Тернер, Ферхуген, 1961].

Сравнение Верхоянского разреза как модели преобразования собственно терригенных пород (метакластитов) и новозеландского комплекса как модели преобразования вулканогенных пород (метавулканитов) было сделано А.Г.Коссовской и В.Д. Шутовым в 1961 г.

За прошедшие 30 лет накопилось очень много нового материала, уточнившего и детализировавшего сделанные впервые заключения о специфике преобразования этих двух принципиально отличных групп пород: сиалических кластитов (Верхоянье, Русская платформа, Донбасс) и вулканокластитов (Новая Зеландия). Тем не менее "модельность" этих объектов сохранилась до настоящего времени и позволила сравнить с ними кластогенные комплексы многих других регионов [Frey et al., 1987; Kisch, 1983; Laird, 1988; Robinson, 1987; и др.].

**Семейство средних Са—Na-аркозов и фельзитовых (дацит-андезитовых) граувакк.** Объединение этих двух типов пород в некоторой степени условно (см. рис. 2). Первые образовывались за счет разрушения кристаллических пород диоритового ряда, вторые за счет их эффузивных аналогов, а также дацит-андезитовых вулканических пород островодужных систем. Эталонными разрезами средних аркозов могут служить нижнемеловой комплекс Приверхоянья, а также кластогенные формации от голоценового до верхнемелового возраста, формировавшиеся в бассейнах северо-восточного обрамления Тихого океана [Коссовская, 1962; Stewart, 1974]. К эталонным разрезам вулканогенных граувакк можно причислить, помимо Новой Зеландии, пермские и мезозойские комплексы Нового Уэльса [Coombs et al., 1959; Boles, Coombs, 1977; Kisch, 1983; и др.].

третичные туфогенные формации Японии [Iijima, Utada, 1971; и др.], Камчатки и Курильских островов [Набоко, 1980; и др.].

Совместное рассмотрение этих двух типов пород определяется близостью их петрохимического и петрографического состава. Содержание  $\text{SiO}_2$  находится в узких пределах (70—65%); также сходно содержание других элементов. Близки и ассоциации новообразованных минералов.

В качестве индикаторных минералов в группе вулканокластитов выступают в первую очередь цеолиты. Слоистым силикатам до последнего времени уделялось мало внимания. Тем не менее состав их очень показателен. Сиалический ряд глинистых минералов: группа каолинита, Al-сметтиты, смешанослойные смектит-иллиты и диоктаэдрические слюды уступают место минералам фемического типа. Это Fe—Al (и Fe-Al-Mg-сметтиты), смешанослойные хлорит-сметтиты или хлорит-вермикулиты и хлориты.

### ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА—МЕТАГЕНЕЗА ВУЛКАНОКЛАСТИТОВ

В зоне диагенеза и начального эпигенеза фация вещества унаследованного обломочного состава практически отсутствует. Она заменяется фацией "исчезновения" нестойких компонентов. В породах часто можно встретить "зубчатые" реликты обломочных зерен пироксенов; плагиоклазы и стекловатый базис обломков эффузивов, замещенных цеолитами разнообразного состава и смектитами. Высокая реакционная способность таких нестойких минералов, как пироксены (диоксид), амфиболы и Ca—Na-плагиоклазы, способствует их внутрислойному растворению на очень раннем этапе, когда пески еще не успевают превратиться в песчаники.

В нижней половине зоны начального эпигенеза появляется ассоциация разнообразных цеолитов Ca—Na- и Na-состава: это гейландит, морденит, стильбит, анальцит. Эта зона разнообразных цеолитов тесно связана с высокими значениями теплового потока и с неоднократным воздействием фильтрующихся гидротермальных растворов. Она подробно описана на Камчатке, в ряде разрезов Японии [Iijima, Utada, 1971], в Исландии [Kristmandoffir, 1982] и в других активных геотермальных системах (см. рис. 3).

По существу необходимо выделить два типа процессов, ведущих к массовому цеолитообразованию: 1) региональное цеолитообразование, связанное с постепенным погружением вулканогенно-осадочных пород в более глубокие зоны земной коры, рассмотренное выше; 2) наложенное гидротермальное цеолитообразование локального характера, наиболее ярко проявляющееся в областях современных геотермальных систем.

Для цеолитовой фации регионального эпигенеза—метаморфизма типичны: абсолютное преобладание Ca-цеолитов, в частности ломонтита. Последнее дало основание Г. Винклеру [1969] проводить верхнюю границу цеолитовой фации по массовому развитию ломонтита. Эта точка зрения разделяется сейчас большинством авторов, изучавших преобразования вулканокластитов как среднего, так и основного состава. В областях с повышенными значениями теплового потока и активной гидротермальной деятельностью идентичные ассоциации цеолитов и глинистых минералов свойственны не только вулканогенным грауваккам среднего состава (фельзитам), но и основным магматическим породам (базитам). Ассоциации новообразованных минералов, возникающих при определенных температурных уровнях, оказываются сходными для метафельзитов и метабазитов (см. рис. 2, 3.).

Ломонтиново-корренситовая фация может быть отнесена к зоне позднего эпигенеза. Она выделена во многих районах, характеризующихся присутствием средних аркозов, вулканогенных граувакк разного состава, а также в магма-

тических породах. Обязательным парагенетическим спутником ломонитов являются хлоритовые минералы — чаще всего корренситы и дефектные хлориты, иногда хлориты.

В зоне метазенеза ломонит сменяется ассоциациями, в которых обязательным членом являются собственно хлориты.

В последние годы появилось очень много работ, посвященных преобразованиям вулканогенных пород среднего (метафельзиты) и основного (метабазиты) составов. Хлорит является в них обязательным "проходным" минералом и играет по существу ту же роль, что диоктаэдрические слюды в метакластитах и метапелитах. Обобщение материалов по минералогии метавулканитов даны в сводках И. Лерда и в ряде других работ [Laird, 1988; Mineralogical..., 1985; Low..., 1987]. Остается добавить, что названная проблема — преобразование метавулканитов и их переходы в зеленосланцевую фацию метаморфизма — является одним из центральных разделов проблемы низкотемпературного метаморфизма (Проект № 294 МПГК).

### ОКЕАНИЧЕСКИЙ ЭПИГЕНЕЗ-МЕТАМОРФИЗМ

За последние два десятилетия накоплен обширный материал, характеризующий аутигенное минералообразование в осадочном чехле пелагиали океанов и базальтовом субстрате океанического дна. Своеобразие первичного состава осадков и ассоциаций новообразованных силикатных минералов и процессов, приводящих к их формированию, позволяет объединить осадочные и магматические породы современного океана в семейство "океанитов" (см. рис. 1, 2).

**Диагенез—начальный эпигенез.** Важнейшей особенностью аутигенного силикатного минералообразования в осадочном слое океанов и верхнем горизонте базальтового субстрата, испытавшего достаточно длительное свободное соприкосновение с морской водой, является активное накопление калия, элемента, "запрещенного" для типичных толеитовых базальтов океанов.

**Осадочный слой.** Парагенезы аутигенных силикатных минералов были подробно охарактеризованы по материалам Транстихоокеанского профиля (рейсы DSDP №№ 6, 8, 9, 16, 17, 20, 32, 33, 34) [Коссовская, Шутов, 1984; Минеральные..., 1984; и др.] и некоторых других скважин DSDP.

Несмотря на разнообразие литологического состава океанских отложений, различия их мощности, большой возрастной диапазон от нижнемеловых до современных осадков, разные структурно-тектонические обстановки их формирования, отчетливо выявилось общее однообразие ассоциаций аутигенных алюмосиликатных минералов как пелагических глин, так и силикатной части глинисто-кремнистых и карбонатных пород.

Установлено, что осадочный чехол имеет четкое двухэтажное строение. В верхнем "этаже", от современных до миоценовых отложений, основными минералами являются железистые смектиты и филлипсит. Железистые смектиты можно рассматривать как аутигенные "индекс-минералы" пелагических осадков [Дриц, Коссовская, 1980, 1990]. В пелагических глинах и биогенно-глинистых породах распространены почти исключительно Fe—Al и Fe-смектиты, или нонтрониты. Первые образуются при изменении базальтовой гиалокластике, вторые — при гидротермальном минералогенезе, в зонах спрединга и тепловых потоков. Для океанических смектитов характерно высокое содержание K (до 2,5—3%) в отличие от смектитов континентов, где основным межслоевым катионом является Ca или реже Na [Дриц, Коссовская, 1980, 1990]. Особенностью железистых смектитов является легкость преобразования в смешанослойные минералы типа смектит—слюда и затем в минералы группы селадонит—глауконит, содержащие до 5—8% K<sub>2</sub>O. Этот ряд зафиксирован в осадках Красного

моря на глубинах около 5 м, в галапагосских скважинах DSDP на глубинах около 20 м.

Таковыми же индикаторными минералами осадочного чехла пелагиали океанов являются цеолиты — филлипсит в верхнем этаже (современные осадки—миоцен) и клиноптилолит в нижнем этаже (зоцен—мел). Для океанического филлипсита также типично высокое содержание  $K_2O$  — (до 6—8% и более) и очень низкое  $CaO$ , что отличает его от филлипсита, образующегося по щелочным базальтоидам в наземных обстановках. Появление более кремнистого цеолит-клиноптилолита связано с активным участием в минералообразовании биогенного кремнезема, освобождающегося при растворении скелетов диатомей и радиолярий. Клиноптилолит находится в постоянном и устойчивом парагенезе с порцелланидами и кремнями. Так же как филлипсит, клиноптилолит отличается повышенным содержанием  $K_2O$  (до 5—8%). Эти два этажа аутигенного минералообразования прослеживаются также в осадочном слое Индийского и Атлантического океанов.

Однообразие ассоциаций аутигенных силикатных минералов пелагических глин объясняется тем, что они являются продуктами разрушения однородного базальтового слоя океанической коры. Этому способствует также "монотонность" физико-химических условий на океаническом дне в отличие от тех, в которых происходило формирование и преобразование первичного силикатного вещества на континентах.

Базальты — слой 2 А. Для преобразованных океанических базальтов примечательным является обилие вторичных аутигенных минеральных образований, накапливающих К. К ним относятся: 1) большая группа слабокристаллизованных высокожелезистых обособлений типа палагонитов и хлорофитов, содержащих до 3—3,5%  $K_2O$ ; 2) железистые смектиты; 3) железистые слюды — глауконит-селадониты (до 7—8%  $K_2O$ ); 4) филлипсит (до 8%  $K_2O$ ); 5) новообразованные калиевые полевые шпаты, замещающие плагиоклазы (до 13—15%  $K_2O$ ). Важно отметить, что в преобразованных базальтах наметились те же два "этажа" (плейстоцен-миоценовый и зоцен-меловой), что и в осадочном слое [Коссовская, Шутов, 1984; и др.].

В самых молодых базальтах зафиксированы только палагонит и смектиты. В базальтах миоцен-олигоценового возраста присутствуют смектиты, железистые слюды — селадониты и филлипсит. В отличие от осадочных филлосиликатов в базальтах цеолиты имеют часто К—Na-состав. В зоцен-меловых базальтах повсеместно наблюдается присутствие калиевых полевых шпатов, метасоматически замещающих плагиоклазы [Симанович, 1979]. Уникальным примером максимальной переработки базальтов являются нижнемеловые гиалокластиты и пиллоу-лавы скв. 417А (рейс 52) мощностью около 40 м. Валовое содержание  $K_2O$  в породах достигает 6—10%, и породы полностью утрачивают свою первичную петрохимическую характеристику. Температура преобразований пород по изотопам кислорода оценивается в 30—40°C. Можно, по-видимому, считать, что калишпатизация происходит не в условиях холодного собственно гальмиролитического процесса, а при региональном гидротермально-гальмиролитическом процессе преобразования базальтов. В этих условиях из каркасных минералов формируются не только калиевые цеолиты, но и такие чуждые океаническим базальтам минералы, как калиевые полевые шпаты. С известной долей условности можно сопоставить два названных парагенеза с диагенезом—начальным эпигенезом. Температуры преобразования пород ~ 50—60°C.

Исчезновение новообразованных калийсодержащих минералов в базальтоидах на глубинах > 600—900 м является важной чертой океанического гидротермально-гальмиролитического эпигенеза. По-видимому, только осадочный слой и верхний слой II А океанической коры подвергаются преобразованиям, которые несколько лет тому назад были названы А.Г. Коссовской, И.М. Симановичем и

В.Д. Шутовым [1981] начальной или "эмбриональной континентализацией" океанической коры. Необходимыми условиями этого процесса должны быть относительно низкие температуры ( $\leq 50-60^{\circ}\text{C}$ ) и свободные контакты пород с огромными массами морской воды. В.В. Курносков предложил верхнюю фацию преобразованных базальтов называть смектитовой [Курносков, 1986]. Авторы считают более верным называть ее сапонит-селадонитовой; в этом названии подчеркивается, что, с одной стороны, индекс-минералами океанического эпигенеза являются сапониты, требующие для своего образования более закрытых систем, чем диоктаэдрические смектиты, а с другой — присутствие селадонита — минерала, подчеркивающего роль К в ранней стадии осадочного преобразования базальтов на океаническом дне.

Более высокотемпературные изменения базальтов изучены в разрезе скв. 504В, расположенной на южном фланге Коста-Риканского рифта. В верхней части разреза присутствует осадочная толща мощностью 274,5 м, возраст пород 5,9 млн лет.

Поздний эпигенез — метагенез (7). Разрез базальтов, пройденных в рейсах 69, 70, 83 DSDP, является уникальным. Это первая скважина, вскрывшая разрез океанической коры — слои IIA и IIB мощностью в 1075 м. Базальтовый комплекс разделяется на три зоны. Верхняя зона мощностью 571,5 м представлена пиллоу-лавами, брекчиями с подчиненными маломощными силлами или дайками диабазов; средняя или переходная зона мощностью 209 м состоит из чередования пиллоу, массивных диабазов и даек; нижняя зона представлена только массивными диабазами.

Изучением вторичных преобразований базальтов в скв. 504В занимались многие исследователи: в рейсах 69 и 70 — И. Ноак, О. Хоннорец и др. [Noack et al., 1983; Honnorez et al., 1983], в рейсе 83 — Дж. Альт с соавторами [Alt et al., 1985; Honnorez et al., 1983] и др.

В верхней части разреза пиллоу-лав (глубина 274—584,5 м) наряду с Fe—Mg-сапонитами присутствуют нонтрониты, окислы Fe- и K-содержащие минералы — филлипсит и селадонит. Ниже, до глубины 835,5 м, присутствуют только Fe—Mg- и Mg-сапониты, замещающие оливины, основную массу, заполняющие везикулы и трещины.

Авторы проанализировали распространение различных кристаллохимических типов сапонитов и сопутствующих им слоистых силикатов — тальков, корренситов и других в разрезе скв. 504В по материалам рейсов 69-го и 70-го, описанных И. Ноаком [Noack et al., 1983] и О. Хоннорецом [Honnorez et al., 1983]. Оказалось, что своеобразные высокозарядные Mg-сапониты в парагенезах с гидратированными тальками, смешанослойными сапонит-хлоритами и корренситами тяготеют к участкам разреза с повышенными температурами; роль их возрастает при движении вниз по разрезу, а также в участках сопряжения пиллоу с силлами или дайками диабазов. В зональности распределения минералов в везикулах и взаимнопересекающихся трещинках ясно отражается пульсационная многоактность процессов минералообразования [Дриц, Коссовская, 1990]. Температуры в интервале распространения Mg-сапонитов, тальков, смешанослойных сапонит-хлоритов и корренситов оцениваются от 60 до  $110^{\circ}\text{C}$ . Эта ассоциация минералов может быть условно отнесена к зоне позднеэпигенеза. В скв. 504В ей соответствует интервал 335,5—535 м.

Ниже горизонта пиллоу-лав с глубины 846 (слой IIA—IIB) характер разреза резко изменяется. В нем выделяются две зоны: промежуточная — дайкового комплекса в интервале 890—1055 м, и нижняя, представленная дайками и диабазами в интервале 1055—1350 м [Alt et al., 1985; Kawahata, Furuta, 1985; и др.] Состав ассоциаций новообразованных минералов скачкообразно меняется (рис. 5). В промежуточной зоне присутствуют натриево-кальциевые цеолиты, а в

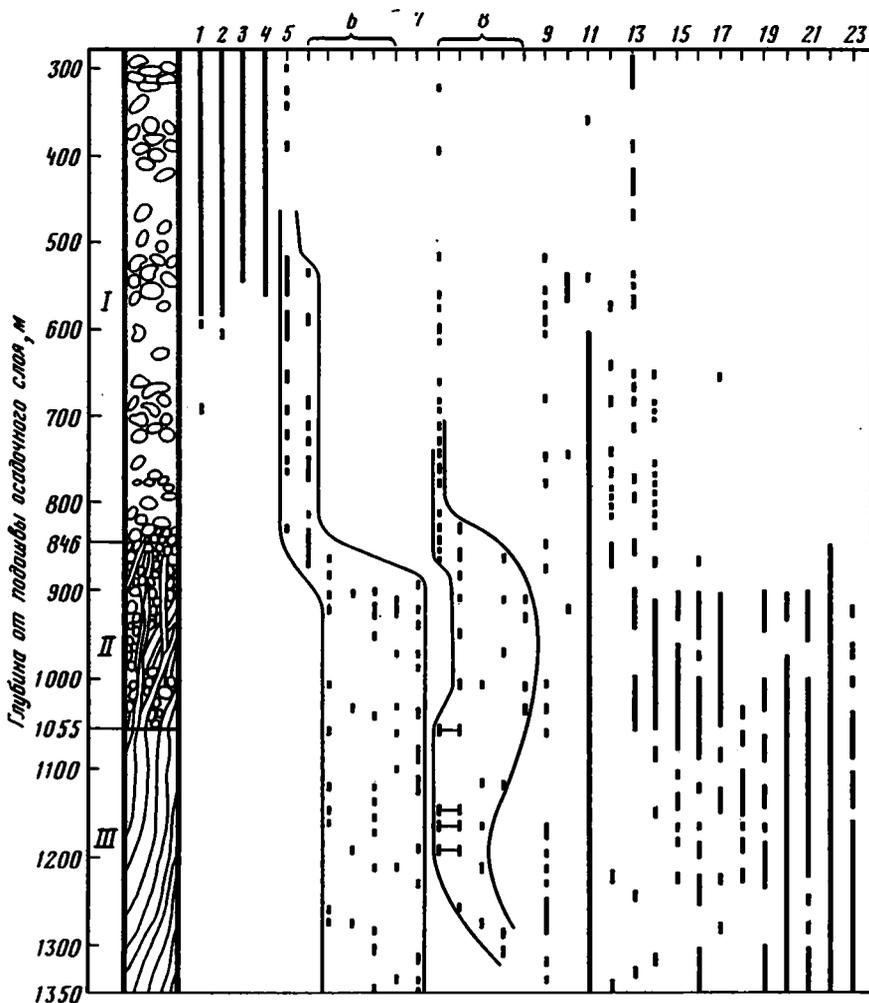


Рис. 5. Разрез скв. 504В: I — пиллоу-лавы; II — переходный комплекс, дайки; III — дайки, диабазы. Новообразованные минералы комплекса пиллоу-лав (I): 1 — гидроокислы Fe; 2 — арагонит; 3 — филлипсит; 4 — селадонит-нонтронит; 5 — смектит; 6 — смешанослойные смектит-хлориты. Новообразованные минералы переходного комплекса (II) и диабазов (III): 7 — хлорит, 8 — упорядоченные смешанослойные хлорит-смектиты (корренситы), 9 — тальк, 10 — Na-цеолит, 11 — пирит, 12 — ангидрит, 13 — кальцит, 14 — кварц, 15 — эпидот, 16 — ломонтит, 17 — гейландит, 18 — сколецит, 19 — пренит, 20 — актинолит, 21 — альбит, 22 — сфен, 23 — магнетит

нижней зоне появляется ломонтит и наблюдается альбитизация плагиоклазов. В ассоциации с ломонтитом в жилах присутствуют хлорит, актинолит, пренит и даже эпидот. Несомненно, это принципиально другой тип постэруптивных преобразований диабазов, резко отличный от изменений, свойственных комплексу пиллоу-лав. Генетически интерпретировать его пока трудно. Сопоставить ассоциацию минералов можно с зонами метагенеза или верхней зоной зеленосланцевого метаморфизма.

Вопрос о том, типична ли данная ассоциация для собственно океанического метаморфизма, остается пока открытым. Его должны решить последующие исследования. Но выделить определенные зональные ассоциации вторичного аутигенного минералообразования в океаническом субстрате уже можно: 1) верхняя

зона ассоциаций минералов, богатых калием, — селадонита, филлипсита, калиевых полевых шпатов и сапонитов; 2) зона Mg-сапонитов и корренситов, по-видимому, в парагенезе с Na-цеолитами — анальцимом; 3) зона хлоритов в ассоциации с ломонтитом, пренимом и эпидотом. Состав хлоритов близок к этим же минералам в основных магматических породах, в частности в верхних лавовых комплексах офиолитов Пойнт-Сал [Battison, Shiffman, 1988].

### **ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА — МЕТАГЕНЕЗА И ИХ СОПРЯЖЕНИЕ С МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ "ЭКВИВАЛЕНТНЫМИ" ФАЦИЯМИ**

Попытка увязать определенные серии фаций (субфаций) регионального эпигенеза с эквивалентными фациями верхней зоны регионального метаморфизма была предпринята А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым [1976].

Характерными чертами фаций регионального эпигенеза и метагенеза являются:

1. Широкое распространение среди отложений различного геологического возраста, разных регионов, позволяющее рассматривать их как региональные образования, неизбежно возникающие при переходе кластогенных и вулканогенных пород в метаморфические.

2. Приуроченность разных семейств и связанных с ними фаций эпигенеза—метагенеза к определенным геотектоническим обстановкам на континентах, в областях перехода от континентов к океанам и в океанах. При переходе от низших фаций эпигенеза к высшим появление и характер новообразованных минералов будет все меньше зависеть от первичного минералогического характера исходных пород, определяясь в основном их петрохимическим составом. Это ведет к появлению общих фаций регионального эпигенеза, объединяющих породы, которые имеют близкий валовой состав (см. рис. 1—3).

Таким образом, фации регионального эпигенеза являются связующими звеньями между главнейшими петрографическими семействами осадочных кластогенных и вулканогенных пород и фациями регионального метаморфизма. Перечисленные черты — региональность распространения и ведущая роль в характеристике новообразований не минералогического, а валового петрохимического состава исходных пород свойственны как фациям эпигенеза, так и фациям метаморфизма и являются петрохимическим критерием равновесности или близости к ней вновь возникающих минеральных ассоциаций [Coombs et al., 1959; Винклер, 1969; Frey et al., 1987; Robinson, 1987; и др.].

Наряду с общими чертами фаций эпигенеза и метаморфизма существуют признаки, их отличающие. Минералогические ассоциации эпигенеза являются сложными минеральными системами, в которых наряду с новообразованными минералами присутствуют еще многочисленные в различной степени устойчивые обломочные компоненты, находящиеся в состоянии незавершенного приспособления к данным термодинамическим условиям.

Поэтому фации регионального эпигенеза и метагенеза можно рассматривать не как равновесные системы в строгом смысле этого слова, а как метастабильные образования, лишь в большей или меньшей степени приближающиеся к равновесию. Причина этого — относительно низкие температуры, при которых процессы минералообразования, как правило, не достигают полного завершения. В разрезах фациям регионального эпигенеза—метагенеза соответствуют определенные интервалы или зоны, в пространстве — поля, которые подобно фациям регионального метаморфизма легко могут быть закартированы. Выделенные фации регионального эпигенеза—метагенеза увязываются с крупными геологическими структурными элементами земной коры, что позволило говорить о геотектонических типах регионального эпигенеза и попытаться свя-

зять их с геотектоническими типами метаморфизма [Винклер, 1969; Коссовская, Шутов, 1976; Robinson, 1987; и др.].

Отчетливо выделяются две группы серий фаций регионального эпигенеза. Первая охватывает три семейства сиалических пород, развитых на платформах, миогеосинклиналях и "терригенных" геосинклиналях. Они объединяются в группу метакластитов и метапелитов. Вторая — соединяет семейства средних аркозов, фельзитовых и базитовых граувакк, рассматриваемых как метавулканициты. Это породы, широко развитые в пределах древних и современных эвгеосинклинных систем. Они являются основными типами отложений в областях с корой переходного типа от континентальной к океанической и повсеместно распространены в системах островных дуг и глубоких прогибов, обрамляющих активные континентальные окраины. В этих комплексах выделяются два типа метаморфических фаций: зеленосланцевая (умеренных давлений и повышенных температур) и голубосланцевая (высоких давлений и низких температур) [Добрецов и др., 1974].

Об ассоциациях минералов эпигенеза, предшествующего голубосланцевому метаморфизму, известно пока мало (см. рис. 3) [Frey et al., 1987].

Первый тип — фации (субфации) эпигенеза семейств метакластитов хорошо увязываются с метаморфическими фациями типа Барроу. Эталонные разрезы метаморфических пород серии Барроу были, как известно, закартированы в Шотландском нагорье, в Норвегии, в Аппалачах.

Впервые карта распределения зон регионального эпигенеза—метагенеза была составлена для мезозойско-палеозойского комплекса Верхоянской геосинклинали и примыкающей к ней платформенной структуры Вилюйской депрессии [Kossowskaya, Shulov, 1958; Коссовская, 1962]. Недавно эта карта была приведена в монографии "Низкотемпературный метаморфизм" [Frey et al., 1987] как эталон, иллюстрирующий возможность картирования зон предметаморфических преобразований, подобно тому как картируются зоны регионального и термального метаморфизма. На карте Верхоянского хребта поля максимально преобразованных пород на северном и юго-восточном отрезках А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов связывали с зонами максимальных дислокаций и стрессом, обусловившим появление кварц-мусковит-хлоритовой ассоциации (фации зеленых сланцев). В работах более поздних исследователей было закартировано появление биотита, ставролита. На юго-восточном участке появления этих индекс-минералов метаморфизма было описано И.М. Симановичем и Н.Г. Андриановым в осадочных отложениях, пронизанных гранитовыми дайками, на северном аналогичные изменения оказались связанными со скрытыми термальными куполами [Япокурт, 1989].

Многочисленные исследования профилей в Центральных Альпах наглядно проиллюстрировали возможность картирования зон преобразования не только терригенных, но и терригенно-карбонатных пород [Frey et al., 1987].

Если в более ранних работах зарубежных авторов как индикатор преобразования пород использовался главным образом "индекс кристалличности" иллита, то сейчас спектр слоистых силикатов и ассоциирующих с ними минералов значительно расширился. Закартированы зоны перехода каолинита в пиррофиллит, глауконита в стильпномелан и далее в биотит.

Все авторы, изучавшие альпийские метаморфические формации, отмечают неодноактность процессов "низкотемпературного метаморфизма", выражающуюся как в составе минералов и минеральных парагенезах, так и в результате изотопного анализа индикаторных минералов и включениях жидкой фазы в кварцах и кальцитах.

В областях с корой субокеанического типа широким распространением пользуются вулканициты различного состава (метафельзиты и метабазиты), набор

Рис. 6. Дивергенция цеолитовой фации на ломонтитовую (лом) и лавсонитовую (лавс) "ветви" (по Э.Э. Сендерову и Н.И. Хитарову, 1970 г.) в ассоциациях с кварцем (кв) и антофиллитом (ант)

типичных эпигенетических ассоциаций меняется. Цеолитовая фация делается обязательным членом пород уже на уровне диагенеза — начального эпигенеза.

В районах с повышенными значениями теплового потока мощность всех зон эпигенеза—метагенеза претерпевает сокращение. В некоторых регионах, где значения геотермического градиента достигают  $40^{\circ}\text{C}/\text{км}$  и более, переход к зеленосланцевой фации метаморфизма осуществляется на глубине всего 2500—5000 м. Этот тип преобразований был назван метаморфизмом типа Абакума.

Характерно, что ассоциации новообразованных минералов в метафельзитах и метабазитах довольно сходны.

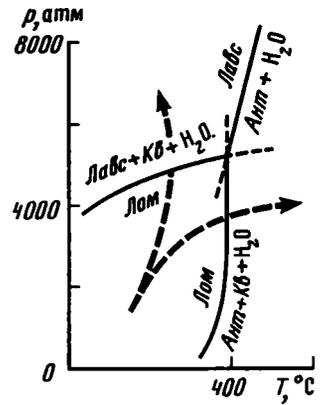
Зоны эпигенеза—метагенеза в метавулканитах в разрезах сокращенной мощности особенно подробно были описаны в Японии [Iijima, Utada, 1971; и др.]. Обобщенная схема зональности имеет следующий вид: зона вулканического стекла и монтмориллонита; зона гейландита и (или) Na—Са-клиноптилолита, иногда с модернитом, анальцимом, монтмориллонитом и смешанослойными минералами хлорит-сметкитового состава; зона ломонтита с корренситом и подвижными хлоритами; зона пренит-пумпелиита, в которой постепенно исчезают подвижные хлориты, и зона эпидота, актинолита и хлорита.

Обращает внимание близость состава индикаторных минералов метавулкаников в областях с высоким геотермальным режимом к ассоциациям индикаторных минералов зон эпигенеза—метагенеза в районах с умеренным геотермическим градиентом [Коссовская, Шутов, 1976.; Boles, Coombs, 1977; Ewatts, Schiffman, 1983; Battison, Schiffman, 1988; и др.].

Сопряжение ломонтитовой фации с более высокотемпературными зонами определяется появлением разнообразных кальциевых силикатов: пренита, пумпелиита, актинолита, эпидота. Их сочетания определяются соотношением главных катионов, участвующих в реакциях: Na, K, Ca, Si, Al, Mg, Fe и термодинамическими параметрами. Возможные варианты появления тех или иных сочетаний рассматриваются в работе Дж. Лио с соавторами [Liou et al., 1985]. Хлориты, как уже упоминалось, являются "проходными" минералами. Слюды в эпигенетических парагенезах метавулкаников не играют существенной роли, иногда упоминается незначительное содержание фенгитов.

Зональность регионального эпигенеза в областях с аномально высокими давлениями (до 5—10 кбар) или относительно низкими температурами изучена пока мало. Речь идет о сериях вулканогенно-осадочных пород, развитых в областях с крупной надвиговой тектоникой, испытавших минералогические преобразования, приводящие к появлению лавсонит-глаукофановой ассоциации низкотемпературного метаморфизма.

В глаукофановых комплексах выделяются две минералогические зоны, отражающие последовательное нарастание степени преобразования пород: лавсонит-альбитовая зона обычно следует за ломонтитовой, а в единичных случаях даже замещает ее, следуя непосредственно за породами, в которых присутствует ломонтит. Дивергенцию цеолитовой фации и появление лавсонита, начального индекс-минерала фации метаморфизма высоких давлений и низких температур экспериментально воспроизвели Э.Э. Сендеров и Н.И. Хитаров (1970 г.) (рис. 6). Эти сложные комплексы изучались и продолжают изучаться во многих регионах



сопряжения субконтинентальной и океанической коры. Этот тип метаморфизма назван типом Санбагава. Индекс-минералами данного типа преобразований являются лавсонит, глаукофан, жадеит, кроссит. Упомянется о преобладании слюд парагонитового состава в ассоциации с хлоритами.

Изучение особенностей кристаллической структуры хлоритов и различных диоктаэдрических слюд — фенгитов, парагонитов, маргаритов и их парагенезов с лавсонитом и глаукофаном — помогут, вероятно, заполнить пробел между фациями эпигенеза и метаморфизма высоких давлений и низких температур.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

### ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Диоктаэдрические слюдистые минералы распространены исключительно широко в осадочных и метаморфических комплексах континентальных блоков. В осадочной оболочке они представляют собой порообразующие минералы большинства глин, аргиллитов и сланцев, широко распространены в различных типах метаморфических пород, являются важными спутниками многих рудных месторождений, встречаясь в жилах и ореолах метасоматитов, связанных с жильной рудной минерализацией различного состава.

Структурные и кристаллохимические характеристики диоктаэдрических слюд весьма разнообразны, что связано с широким изоморфизмом, явлением полиптии, наличием дефектов упаковки и эффектами смешанослойности.

Генезис разных модификаций диоктаэдрических слюдистых минералов может быть чрезвычайно различным и в осадочных породах не всегда поддающимся однозначной интерпретации: они могут формироваться в результате преобразования (трансформации) других минералов со слоистыми структурами, образовываться синтетическим путем или присутствовать в качестве обломочных компонентов.

Широкая распространенность и разнообразие минеральных разновидностей слюд создают благоприятную основу для выявления генетических связей между структурой, химическим составом, парагенезами сопутствующих компонентов и геологическими обстановками распространения этих минералов.

В этой главе основное внимание будет сконцентрировано на тех структурных, кристаллохимических, текстурных и других особенностях слюдистых минералов, которые являются индикаторными для тех типичных геологических обстановок, в которых эти минералы являются порообразующими.

#### ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК, В КОТОРЫХ ВСТРЕЧАЮТСЯ СЛЮДИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Породы осадочного чехла (диагенез—начальной эпигенез). К этой группе относятся чрезвычайно распространенные слюдистые минералы, встречающиеся в самых разнообразных сочетаниях с другими глинистыми минералами в глинисто-кластогенных и хемогенных породах широкого генетического диапазона — от различных типов "нейтральных" континентальных, прибрежно-морских и морских отложений до эвапоритовых. В породах перечисленных комплексов могут присутствовать трансформированные и гомогенизированные, а также переотложенные слюдистые минералы, относящиеся обычно к группе Al-гидро-слюд и иллитов, или аутигенные образования, такие как глауконит-саладониты и Fe-иллиты или лейкофиллиты в карбонатных и (или) эвапоритовых комплексах.

**Кластогенно-глинистые и хемогенно-глинистые комплексы (поздний эпигенез—метагенез) (аншизона).** Фазовый состав слоистых силикатов в них упрощается, слюдястые минералы содержат небольшие количества разбухающих межслоевых промежутков. Присутствуют иллиты политипа  $2M_1$  или смеси  $1M$   $2M_1$  политипов, иногда вместе с парагонитом, часто в парагенезе с хлоритами.

**Метаморфические комплексы (начальный метаморфизм — эпизона).** Характеризуются дальнейшим упрощением состава слоистых силикатов — обычно присутствуют мусковиты, Na-мусковиты, фенгитовые мусковиты, фенгиты, парагониты и хлориты. Химический состав слюд является (наряду с первичным составом пород и ассоциацией других индекс-минералов) индикатором типов вторичных преобразований.

**Гидротермальные метасоматиты разных типов рудных месторождений.** Содержат ряды Al-гидрослюд-серицитов и мусковитов различных политипных модификаций или железистых слюд типа селадонита.

### ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД И ГИДРОСЛЮД

Обширный фактический материал, накопленный к настоящему времени, делает возможным и целесообразным подойти к обобщению данных по слюдам и гидрослюдам. Химический состав, структурные особенности и генезис — эти три параметра были положены авторами в основу геокристаллохимической классификации семейства диоктаэдрических слюдястых минералов.

При рассмотрении химического состава анализировались следующие данные: 1) характер заселения октаэдрических позиций 2:1 слоев катионами разного типа; особенно важной, так же как и в случае смектитов, оказалась степень железистости, выраженная коэффициентом  $K_{Fe^{3+}} = (Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{3+})$ ; 2) величина отрицательного заряда октаэдрических сеток 2:1 слоев, определяемая соотношением двухвалентных и трехвалентных катионов и характеризующая степень фенгитовости слюд; 3) величина отрицательного заряда тетраэдрических сеток 2:1 слоев, определяемая степенью замещения кремния на алюминий и (или) на  $Fe^{3+}$ ; 4) значение суммарного отрицательного заряда 2:1 слоев и его распределение по тетраэдрическим и октаэдрическим сеткам; 5) состав межслоевых катионов.

При анализе структурных особенностей внимание фиксировалось на полиптии, степени упорядоченности в наложении слоев, количестве разбухающих межслоевых промежутков и характере их распределения в структуре, а также параметрах элементарных ячеек.

При характеристике генетических групп слюдястых минералов учитывались конкретные физико-химические и термодинамические обстановки их формирования.

В работе использованы материалы авторов, а также оказавшиеся доступными литературные данные, достаточно представительные характеризующие мономинеральные образцы диоктаэдрических гидрослюд и слюд различного генезиса. Химические анализы были пересчитаны на кристаллохимические формулы по схеме, основанной на предположении, что анионный каркас слюд имеет суммарную отрицательную валентность, равную 22 на половину содержания ячейки; избыточная  $H_2O^+$  связывалась не с оксонием, а с индивидуальными молекулами  $H_2O$ , изоморфно замещающими K в межслоях [Слонимская и др., 1978].

## ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ, ИХ ПОЛИТИПНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ

Основной строительной единицей слюд являются 2:1 слои, состоящие из сердечника (октаэдрической сетки), покрытого сверху и снизу кольчужой из сеток тетраэдров (рис. 7). Относительно крупные межслоевые катионы K, Na, Ca или  $\text{NH}_4$  фиксируют взаимное расположение слоев так, что строение всех межслоев в каждой конкретной структуре оказывается идентичным. В частности, присутствие межслоевых катионов фактически устраняет сколько-нибудь значительные латеральные смещения слоев относительно друг друга в межслоевой плоскости (рис. 8).

Рассмотрим несколько подробнее особенности строения 2:1 слоев слюд. На рис. 9 изображен фрагмент такого слоя в проекции на плоскость  $ab$ . Верхняя тетраэдрическая сетка представлена фрагментом из треугольных оснований тетраэдров, соединенных общими "мостиковыми" вершинами. Эти основания развернуты относительно нормалей к ним на некоторый угол  $\alpha$ , что привело к образованию полостей не гексагональной, а дитригональной симметрии. В центрах треугольников показаны положения тетраэдрических катионов. Немостиковые или апикальные кислородные анионы тетраэдров являются общими с вершинами октаэдров. Центры дитригональных полостей, образуемых основаниями тетраэдров, в проекции на плоскость  $ab$  совпадают с позициями гидроксильных групп OH, принадлежащих октаэдрической сетке и изображенных на рис. 9 в виде двойных колец. Аналогично нижняя тетраэдрическая сетка 2:1 слоя (показана пунктиром) также представлена треугольными основаниями тетраэдров, формирующими дитригональные полости. В октаэдрической сетке выделяются транс-октаэдры, у которых OH-группы соединяются телесной диагональю, и цис-октаэдры, у которых OH-группы формируют ребра, общие для двух смежных октаэдров. В триоктаэдрических слюдах катионы заполняют как цис-, так и транс-октаэдры. В диоктаэдрических слюдах катионы, как правило, заселяют цис-октаэдры, а транс-позиции остаются вакантными, как показано на рис. 9.

Отметим две особенности строения 2:1 слоев. Одна из них заключается в том, что основания тетраэдров развернуты всегда таким образом, что базальные анионы кислорода сближаются с октаэдрическими катионами 2:1 слоя. Следствием этого является то, что направления разворотов оснований тетраэдров верхней и нижней тетраэдрической сеток одного и того же 2:1 слоя оказываются взаимно противоположными. Вторая особенность строения 2:1 слоев состоит в том, что в проекции на плоскость  $ab$  в их структуре можно выделить особое направление, характеризуемое вектором, соединяющим центры дитригональных полостей нижней и верхней тетраэдрических сеток. Это особое направление находится, очевидно, в плоскости симметрии 2:1 слоя (рассматривается идеализированная структура), проходящей, как это видно на рис. 9, через центры транс-октаэдров и OH-группы, образующие поделенные ребра цис-октаэдров. Для простоты структуру 2:1 слоя можно представить как совокупность двух гексагональных сеток (рис. 10), вершины одной из которых совпадают с позициями тетраэдрических катионов верхней сетки тетраэдров (жирные линии), а вершины другой — с позициями тетраэдрических катионов нижней сетки (тонкие линии). На рис. 10 видно, что в идеализированном случае вектор внутрислойного смещения, определяемый в проекции на плоскость  $ab$  расстоянием вдоль направления  $\vec{PP}'$  между центрами верхнего и нижнего гексагонов, равен  $|\vec{PP}'| = a/3$ , где  $a$  — параметр элементарной ячейки 2:1 слоя. Можно показать, что в фиксированной системе координат имеется шесть возможных направлений для внутрислойных смещений, отличающихся друг от друга поворотами на углы, кратные  $n \cdot 60^\circ$  ( $n = 0, 1, 2, \dots, 5$ ).

Рис. 7. Схематическое изображение взаимного расположения 2:1 слоев в структуре слюд (проекция вдоль оси *a*)

1 — тетраэдрические катионы; 2 — октаэдрические катионы; 3 — атомы кислорода; 4 — межслоевые катионы K; 5 — гидроксильные группы [Mica, 1984]

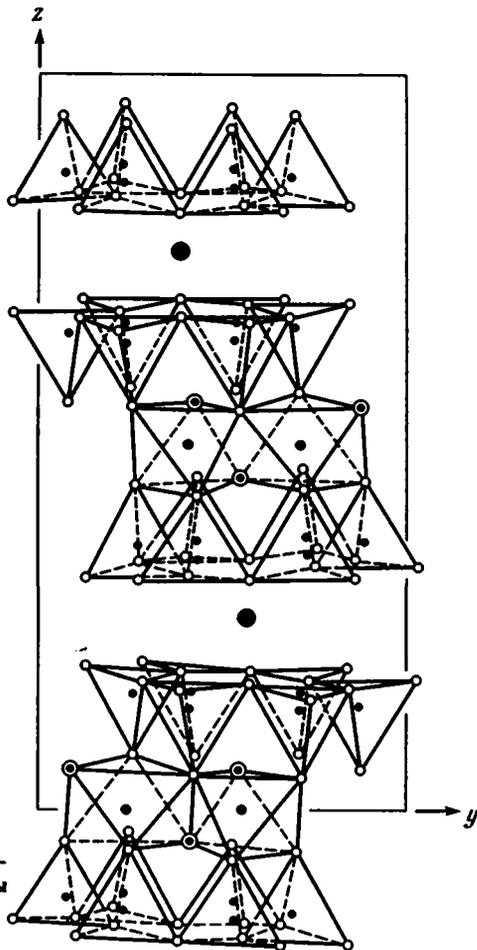
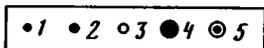
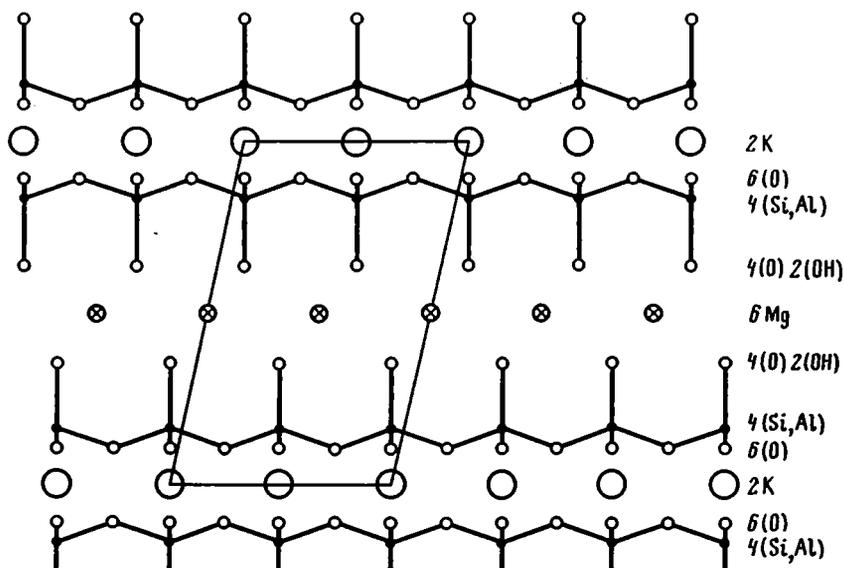


Рис. 8. Схема, иллюстрирующая распределение катионов и анионов в элементарной ячейке структуры флогопита 1 M



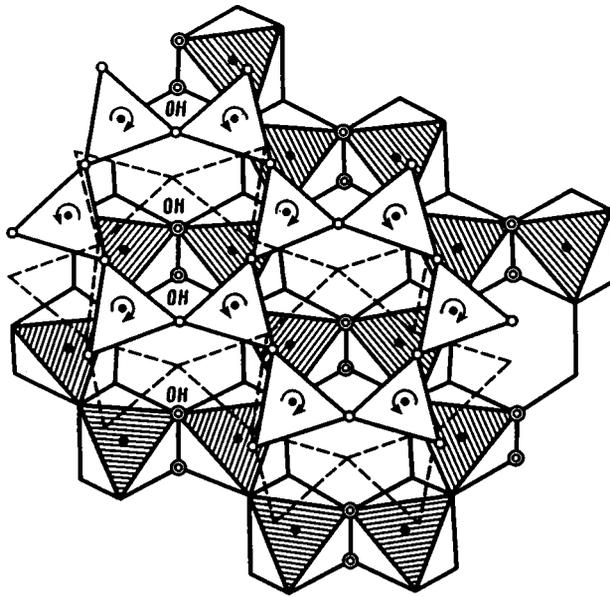


Рис. 9. Нормальная проекция 2 : 1 диоктаэдрических слоев слюды (пояснения см. в тексте)

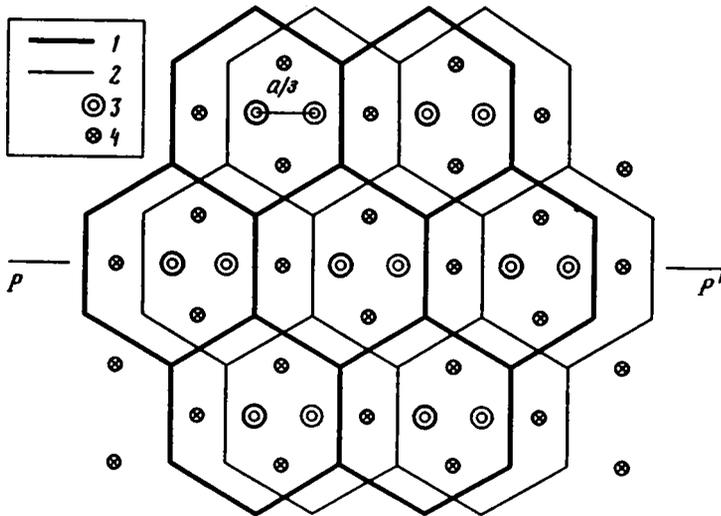


Рис. 10. Взаимное наложение тетраэдрических сеток 2:1 слоя (вершины гексагонов соответствуют в проекции положениям тетраэдрических катионов)

1, 2 — верхняя и нижняя тетраэдрические сетки; 3 — гидроксильные группы (OH) и межслоевые катионы; 4 — октаэдрические катионы.  $P-P'$  — плоскость симметрии

Другими словами, относительно фиксированной системы координат возможны шесть различных азимутальных ориентаций 2:1 слоев, причем слои одной ориентации трансформируются в слои другой ориентации поворотом на соответствующий угол, который кратен  $60^\circ$ . Шесть возможных азимутальных ориентаций 2:1 слоев с одинаковыми по модулю, но разными по направлению внутрислоевыми смещениями показаны на рис. 11.

Выше отмечалось, что межслоевые катионы фиксируют положения 2:1 слоев.

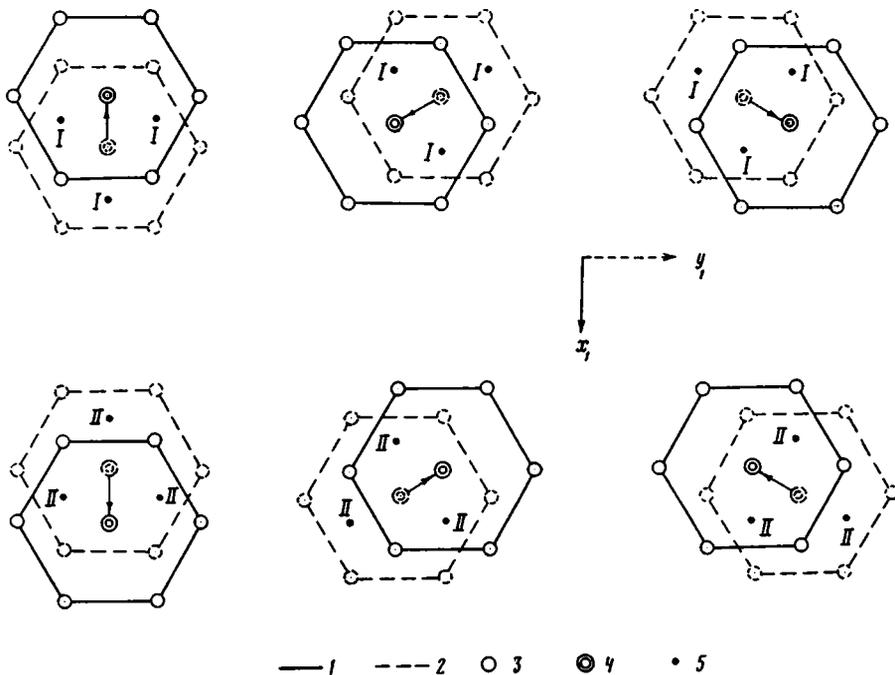


Рис. 11. Возможные варианты взаимного расположения 2 : 1 слоев относительно фиксированной системы координат; I и II соответствуют двум возможным позициям октаэдрических катионов [Bailey, 1980]

1, 2 — верхняя и нижняя тетраэдрические сетки; 3 — положение тетраэдрических катионов и апикальных кислорода; 4 — (OH) группы и позиции межслоевых катионов; 5 — октаэдрические катионы

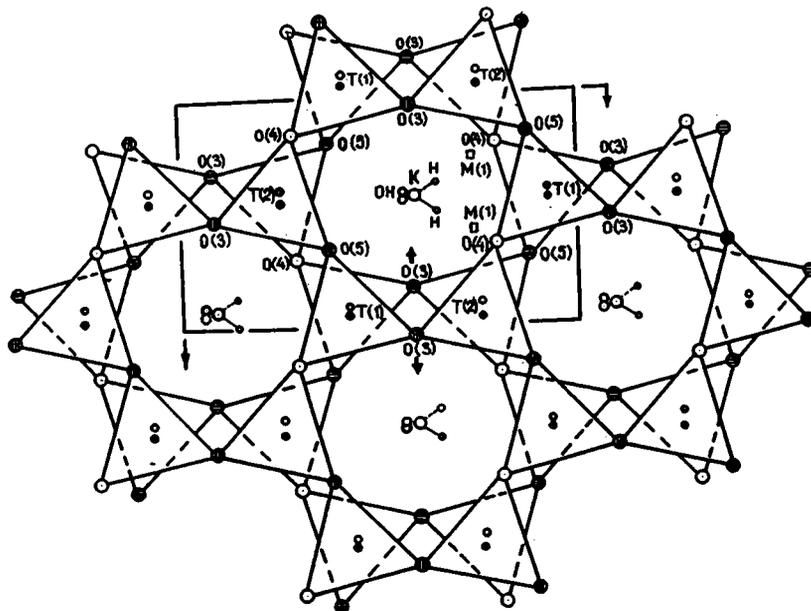


Рис. 12. Взаимное наложение тетраэдрических сеток смежных 2 : 1 слоев, образующих слюдяный межслой (нормальная проекция) [Mica, 1984]

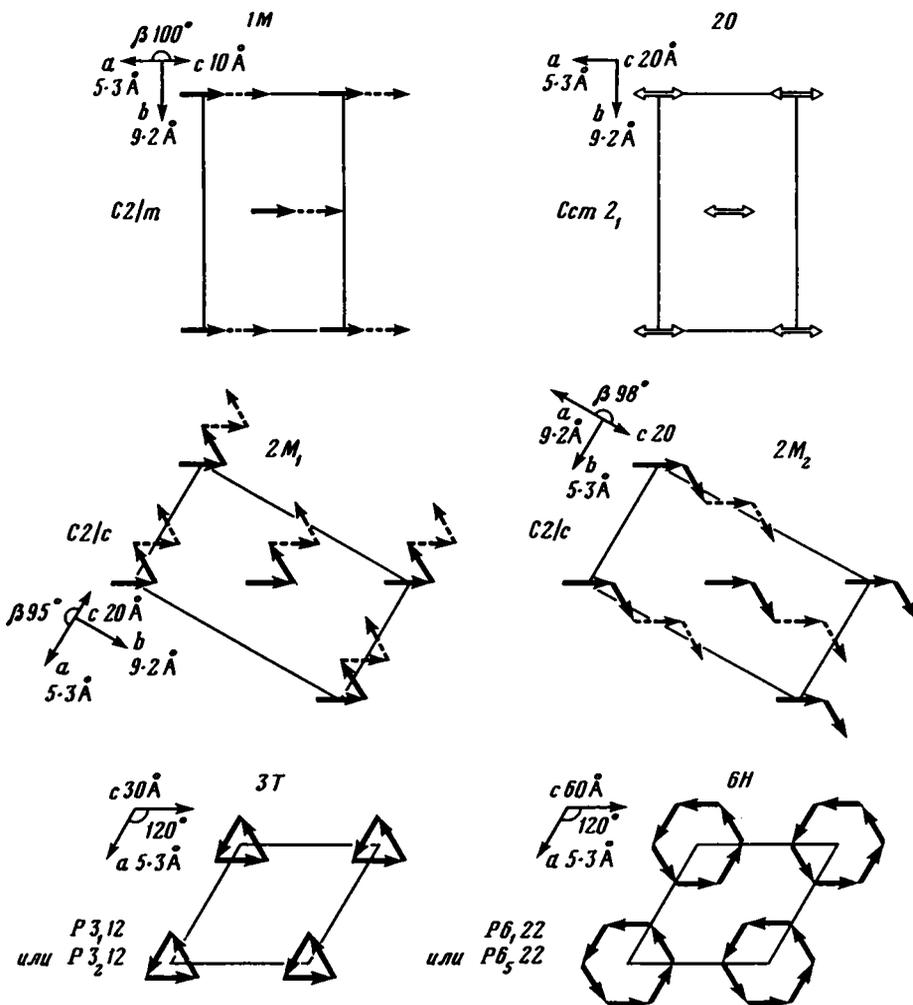


Рис. 13. Шесть способов взаимной упаковки 2 : 1 слоев в однородных периодических политипах слюд

Стрелки показывают проекцию векторов, соединяющих ближайшие катионы К в смежных межслоях. Сплошные линии векторов показывают упаковку слоев в одной элементарной ячейке, пунктирные линии — в следующей ячейке

При этом любая пара смежных слоев расположена относительно друг друга таким образом, что центры дитригональных плоскостей нижней тетраэдрической сетки верхнего 2:1 слоя практически совпадают с центрами дитригональных полостей верхней тетраэдрической сетки нижнего 2:1 слоя (рис. 12). При фиксированном и одинаковом взаимном положении тетраэдрических сеток, образующих межслои, различия во взаимном расположении слоев в структуре слюд могут быть связаны только с их разными азимутальными ориентировками и соответственно с разными направлениями внутрислоевых смещений.

Известно, что в слюдах может существовать только шесть политипных модификаций, для структуры которых характерны свойства однородности и периодичности. На рис. 13 схематично показана взаимная конфигурация векторов, характеризующих внутрислоевые смещения и в то же время азимутальные ориенти-

ровки последовательных слое в структуре каждого из шести политипов. Нижний слой в каждом политипе имеет одну и ту же азимутальную ориентировку. Сплошными линиями показана ячейка для результирующей структуры каждого политипа. На рис. 13 видно, что в политипе 1M все слои имеют одинаковую азимутальную ориентировку и поэтому характеризуются однослойной моноклинной ячейкой, у которой  $c \cos \beta = -a/3$  и  $c \sin \beta = 10\text{Å}$ . В политипе 2M<sub>1</sub>, последовательные слои развернуты относительно друг друга попеременно на  $\pm 120^\circ$ , что приводит к двухслойной моноклинной ячейке с  $c \cos \beta = -a/3$ ,  $c \sin \beta = 20\text{Å}$ ,  $a = b/\sqrt{3}$ . Структура политипа 2M<sub>2</sub> образована 2:1 слоями, повернутыми относительно друг друга на  $\pm 60^\circ$ . Снова элементарная ячейка имеет период повторяемости в два слоя ( $c \sin \beta = 20\text{Å}$ ), но оси  $a$  и  $b$  поменялись местами по сравнению с политипами 1M и 2M<sub>1</sub>, т.е. для 2M<sub>2</sub> политипа  $b = a/\sqrt{3}$  и  $c \cos \beta = -a/3$  (см. рис. 13). В политипе 3T последовательные слои повернуты на  $120^\circ$ , так что период повторяемости равен трем слоям, т.е.  $c = 30\text{Å}$ .

Орторомбическая двухслойная ячейка 2O возникает благодаря попеременному чередованию 2:1 слоев с взаимопротивоположными азимутальными ориентировками.

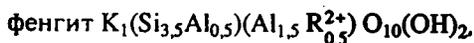
Наконец, в политипе 6H периодичность в шесть слоев обусловлена их последовательными поворотами на углы, равные  $60^\circ$ .

Слдует подчеркнуть, что представление о слюдистых политипах как структурах, отличающихся азимутальными ориентировками слоев на углы, кратные  $60^\circ$ , является идеализированным и не всегда соответствует реальным структурам. Например, в структуре 2M<sub>1</sub> мусковита угол между двумя последовательными внутрислоевыми смещениями не равен (строго)  $120^\circ$ , а соседние 2:1 слои являются энантиморфными, связанными плоскостью скользящего отражения. Однако описанные выше упрощенные представления о шести политипах слюд отражают их основные структурные особенности.

#### Классификация истинных диоктаэдрических и триоктаэдрических слюд

На основании описанной выше модели строения слюд нетрудно показать, что на половину объема элементарной ячейки 2:1 диоктаэдрического слоя приходится: анионный каркас состава  $O_{10}(\text{OH})_2$ , три октаэдрических, четыре тетраэдрических и один межслоевой катион (см. рис. 8). Поэтому формульная единица (ф.е.) или структурная формула слюд может быть записана в виде  $M_1R_{2-3}T_4O_{10}(\text{OH})_2$ , где M — межслоевой катион, представленный K, Na, Ca,  $\text{NH}_4$  или другими катионами; T — тетраэдрические катионы Si, Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ; R — октаэдрические катионы Al,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg,  $\text{Fe}^{2+}$  и некоторых других, сумма которых равна 3 для триоктаэдрических и 2 для диоктаэдрических слюд.

В зависимости от природы катионов, заселяющих октаэдрические, тетраэдрические и межслоевые позиции среди диоктаэдрических слюд, выделяются так называемые конечные члены изоморфных рядов, имеющие собственные наименования, и промежуточные члены того или иного ряда, которые либо имеют групповое наименование или требуют определенных дополнительных обозначений. Среди диоктаэдрических слюд, имеющих собственные наименования, выделяются следующие минералы:



селадонит  $K_1Si_4(Fe^{3+}R^{2+})O_{10}(OH)_2$ ,

парагонит  $Na_1(Si_3Al_1)Al_2O_{10}(OH)_2$ ,

маргарит  $Ca_1(Si_2Al_2)Al_2O_{10}(OH)_2$ .

В изоморфном ряду мусковит—лейкофиллит фенгит занимает промежуточное положение. Весь ряд возникает вследствие реакции типа  $Al_{IV} + Al_{VI} \rightleftharpoons Si_{IV} + Mg_{VI}$ , где римские цифры IV и VI обозначают соответственно тетраэдрическую и октаэдрическую координацию катионов. В природных условиях реализуется непрерывная серия изоморфных замещений мусковит-фенгит, тогда как вопрос о существовании ряда от фенгита до лейкофиллита пока остается открытым. Слюды, имеющие состав, промежуточный между мусковитом и фенгитом, называют фенгитовыми мусковитами. Их обычно рассматривают как твердый раствор мусковита и лейкофиллита и указывают мольную долю лейкофиллитовой составляющей.

Важной кристаллохимической характеристикой слюд является степень их железистости, обусловленная замещением Al на  $Fe^{3+}$  и Mg на  $Fe^{2+}$ . В зависимости от степени железистости все диоктаэдрические слюды делятся на две большие группы. Одна из них объединяет относительно маложелезистые минеральные разновидности, общая степень железистости которых в расчете на ф.е. не превышает 20—25% (мусковиты, фенгиты, лейкофиллиты).

Состав другой группы по существу ограничен селадонитом. Другими словами, среди истинных диоктаэдрических слюд, т.е. слюд, межслоевые позиции которых больше чем на 90% заселены катионами K, Ca или Na, существует весьма ограниченная степень замещения Al на  $Fe^{3+}$ . Особенно это относится к парагониту и маргариту. Важно отметить, что если маложелезистые диоктаэдрические слюды могут образовывать сравнительно крупные монокристалльные выделения, то даже не очень высокожелезистые разновидности диоктаэдрических слюд встречаются в дисперсном состоянии и, как будет показано ниже, не относятся к истинно слюдыстым минералам.

Среди мусковитов и парагонитов возможен ограниченный изоморфизм межслоевых катионов. В мусковитах обычно содержится 0,5—1,5%  $Na_2O$  и максимально значение  $Na_2O$  достигает 2%. В парагоните возможна слегка более высокая степень замещения Na на K.

### Вопросы номенклатуры дисперсных K-содержащих диоктаэдрических слюдыстых минералов

Характерной особенностью дисперсных диоктаэдрических слюдыстых минералов является то обстоятельство, что в их структурах не все межслоевые позиции заняты катионами K. Этот эффект обусловлен изоморфными замещениями типа:  $Al_{IV} + K \rightleftharpoons Si^{IV} + \square$ , где  $\square$  соответствует вакантной межслоевой позиции, точнее позиции, не занятой калием.

Согласно данным М.В. Слонимской с соавторами [1978], в дисперсных Al-содержащих слюдыстых минералах межслоевые позиции наряду с K занимают молекулы  $H_2O$ , что является одной из причин повышенной степени гидратированности этих минералов. Вторая причина состоит в том, что среди дисперсных слюдыстых минералов широко распространено явление смешанослойности, т.е. наличие в их частицах той или иной концентрации разбухающих межслоев. Часть межслоевых позиций может быть занята группами  $(NH_4)^+$ . Эти причины существенно усложнили проблему классификации рассматриваемой группы минералов. До настоящего времени для обозначения отдельных разновидностей диоктаэдрических слюдыстых минералов применяются термины широкого пользования, часто не являющиеся однозначными. Например, в работах советских ученых Al-слюдыстые минералы осадочных пород обычно называют гидрослюдами, а запад-

ные исследователи предпочитают термин "иллит". Для описания группы диоктаэдрических глинистых минералов, которые в случае истинных слюд можно было бы назвать железистыми фенгитами, применяются такие термины, как сколит, Al-глауконит, иллитовый глауконит, Fe-иллит и др.

При попытке упорядочить номенклатуру данного семейства минералов следует учитывать, что среди них особенно широко распространены смешанослойные образования, в частицах которых наряду со слюдястыми межслоевыми промежутками содержится от 10 до 20% смектитовых межслоев.

Важно подчеркнуть, что такие смешанослойные образования очень широко распространены среди всех групп слюдястых минералов независимо от их химического состава. Они содержатся не только в разнообразных типах пород, не подвергавшихся постседиментационным преобразованиям, но и в эпигенетически глубоко переработанных породах. Такие смешанослойные минералы отличаются широкими вариациями степени железистости и фенгитовости их 2:1 слоев и могут формироваться различным генетическим путем.

В одних случаях это может быть синтез — случай, наиболее широко распространенный для Fe-иллитов, лейкофиллитов и селадонитов, но также возможный, но ранее недооцениваемый для алюминиевых разновидностей. В других случаях это могут быть широко известные процессы трансформации (аградации) при слюдизации смектитов в эпигенезе и, наконец, не исключено, что появление до 20% подвижных межслоевых промежутков может происходить также в результате трансформации (деградации) диоктаэдрических обломочных слюд в процессе их выветривания, транспортировки и т.д.

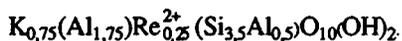
Существенным является то, что эти образования отличаются очень высокой стабильностью в термодинамических условиях, начиная от диагенеза до метабенеза (аншизона), что определяет их широкое распространение и различные способы возникновения. Важным является и то, что по своим дифракционным характеристикам смешанослойные слюда-смектиты, содержащие до 20% разбухающих межслоев, очень близки к слюдястым минералам, не содержащим таких межслоев. Это особенно справедливо в случае неупорядоченного чередования в частицах слоев слюдястого и смектитового типов. Более того, дифрактограммы от таких смешанослойных образований нередко содержат рефлексы типа *hkl*, отражающие тот факт, что в структуре реализуется относительно высокая упорядоченность в наложении слюдястых слоев по закону, обычно соответствующему политипной модификации 1M. Поскольку дифракционные методы являются основой диагностики минералов, то сохранение в дифракционных картинах слюдястого облика делает целесообразным выделение рассматриваемых смешанослойных минералов в самостоятельное "подразделение"; свойственное всем дисперсным кристаллохимическим группам слюдястых минералов. Основываясь на перечисленных выше соображениях, авторы еще в 1971 г. предложили среди высокодисперсных диоктаэдрических слюдястых калиевых минералов выделять разновидности, не содержащие или содержащие (до 20%) разбухающие межслои. Согласно этой номенклатуре среди группы минералов, не содержащих смектитовых слоев, по степени железистости ( $K_{Fe^{3+}}$ ), выделялись: иллиты, т.е. Al-разновидности с  $K_{Fe^{3+}}$  до 0,2; Fe<sup>3+</sup>-иллиты с  $K_{Fe^{3+}}$  0,2—0,4; глаукониты, т.е. Fe<sup>3+</sup>-разновидности диоктаэдрических слюдястых минералов с  $K_{Fe^{3+}} > 0,40$ . Для обозначения диоктаэдрических смешанослойных слюда-смектитов предлагалось использовать общий термин "гидрослюда". В зависимости от состава 2:1 слоев рекомендовались такие описательные термины, как "гидрослюда иллитового, глауконитового или Fe-иллитового состава" [Коссовская, Дриц 1971].

За прошедшие годы многое было сделано по уточнению структурных и кристаллохимических характеристик диоктаэдрических слюдястых минералов главным образом благодаря совершенствованию физических и химических методов

изучения этих минералов и, в частности, благодаря широкому применению рентгеновских микронзондовых анализов. Проблемой разработки рациональной номенклатуры слюдистых минералов занимался специально созданный при Международной минералогической ассоциации Номенклатурный комитет, который в последние годы опубликовал свои рекомендации по использованию таких терминов, как "иллит", "глауконит" и "селадонит" [Bailey et al., 1979, 1984].

Ниже мы рассмотрим имеющиеся предложения по номенклатуре изучаемой группы минералов и попытаемся их критически проанализировать.

**Иллит.** В настоящее время в зарубежной литературе этот термин используется как для описания всей группы высокодисперсных слюдистых минералов осадочных пород, так и для характеристики определенной минеральной разновидности. Номенклатурный комитет считает целесообразным сохранить такое двойное использование термина "иллит" [Bailey et al., 1984]. При этом отмечается, что при описании минеральной разновидности иллита необходимо специально оговаривать это обстоятельство, чтобы избежать путаницы с групповым наименованием. Согласно рекомендациям Номенклатурного комитета, иллит как минеральная разновидность должен удовлетворять следующим требованиям [Bailey et al., 1984]: образец относится к диоктаэдрической Al-содержащей слюде без разбухающих слоев и отличается от мусковита: 1) присутствием фенгитового компонента, обусловленного наличием двухвалентных катионов в октаэдрах и понижением степени замещения Si на Al в тетраэдрах; возможные пределы для некомпенсированного октаэдрического заряда равны 0,2—0,3 в расчете на ф.е.; 2) наличием дефицита можслоевых катионов K от 0,2 до 0,4 в расчете на ф.е., что приводит к дополнительному понижению содержания Al в тетраэдрах. Предполагается, что максимальный слоевой заряд иллитов равен 0,8 в расчете на ф.е.; минимальный заряд 2:1 слоев, обеспечивающий минимальную степень разбухаемости, является неопределенным. Усредненная формула иллита приводится в виде



Открытым остался вопрос о том, следует ли относить к иллитам Al-содержащие слюдистые минералы, у которых часть  $Al_{VI}$  замещена на  $Fe^{3+}$ . Если такая возможность допускается, то до каких пределов железистости минерал можно относить к иллиту.

Я. Шродон и Д. Эберл [Środon, Eberl, 1984] в обстоятельной работе, посвященной иллитам, считали, что этот термин относится к неразбухающему диоктаэдрическому калиевому, калиевому слюдopodobному минералу, который встречается в глинистых размерных фракциях (меньше 4 мкм). Хотя эти авторы допускают возможность изоморфных замещений  $Fe^{3+}$  на  $Al_{VI}$  в октаэдрах, однако вопрос о пределах этих замещений остался открытым. Во всех перечисленных выше определениях иллита фигурирует требование полного отсутствия в образцах разбухающих межслоев. Вместе с тем Я. Шродон и Д. Эберл [Środon, Eberl, 1984] в результате анализа обширного и разнообразного фактического материала смогли обнаружить лишь один образец мономинерального иллита гидротермального генезиса, который не содержал разбухающих слоев.

Дисперсные Al-содержащие калиевые слюдистые образцы с тем или иным количеством смектитовых межслоев эти авторы рекомендуют называть и л л и т о - в ы м м а т е р и а л о м .

**Серицит.** Содержание этого термина было проанализировано Б.И. Омелянченко с соавторами [1982]. Они отметили, что серицит является типоморфным минералом гидротермально-метасоматических и метаморфических пород, таких, как березиты, кварц-серицитовые метасоматиты, серицитолиты, серицитовые сланцы, филлиты и др. Согласно данным этих авторов, серициты объединяют калие-

вые, алюминиевые слюдястые минералы, близкие по составу к мусковит-фенгитам, но отличающиеся от них дефицитом К, меньшей степенью замещения Si на Al, а главное — тонкочешуйчатостью (средний размер частиц около 0,03 мм). Учитывая относительно редкую встречаемость образцов, не содержащих смектитовые межслои, Б.И. Омеляненко с соавторами [1982] предлагают относить к серицитам минералы, содержащие до 5% разбухающих межслоев. Таким образом, серициты отличаются от иллитов главным образом размерностью частиц, а от гидрослюд — более низким содержанием (до 5%) разбухающих слоев.

Селадониты и глаукониты. Вплоть до настоящего времени существуют определенные проблемы в номенклатуре и классификации минералов, которые принято называть глауконитами и селадонитами. Критерии для разделения этих минералов были сформулированы в 1978 г. Номенклатурным комитетом при Международной ассоциации по изучению глин следующим образом [Bailey et al., 1979].

Селадонит-диоктаэдрическая слюда идеального состава  $KMgFe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$ , в которой возможно ограниченное замещение Si на трехвалентные катионы Al или  $Fe^{3+}$  в количестве от 0 до 0,2 атомов на ф.е. При изменении состава октаэдрических катионов за счет изоморфных замещений  $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al$  и  $Mg \rightleftharpoons Fe^{2+}$  можно использовать термины Al-селадонит или  $Fe^{2+}$ -селадонит при соответствующем обогащении минерала катионами Al или  $Fe^{2+}$ . Для селадонитов характерны острые полосы поглощения на инфракрасных спектрах и значения параметра элементарной ячейки  $b \leq 9,06 \text{ \AA}$ . Имеется некоторая область перекрывания химических составов селадонитов и глауконитов при содержании Al в тетраэдрах в пределах 0,17—0,20 атомов в расчете на ф.е. В этом случае следует использовать другие диагностические критерии для того, чтобы различить сравниваемые минералы.

Глауконит— $Fe^{3+}$ -богатая диоктаэдрическая слюда с тетраэдрическим Al (или  $Fe^{3+}$ ), обычно превышающим 0,2 атома в расчете на ф.е. и суммарным содержанием трехвалентных катионов  $R^{3+}$ , большим 1,2 атома на ф.е. В общем виде усредненная идеализированная формула глауконитов имеет вид:  $K(R_{1,33}^{3+}R_{0,67}^{2+})(Si_{3,67}Al_{0,33})O_{10}(OH)_2$  при  $Fe^{3+} > Al$  и обычно  $Mg > Fe^{2+}$ . Величина параметра  $b$  ячейки глауконитов превышает 9,06 Å, а инфракрасные спектры более широкие, чем у селадонитов.

Разновидности глауконита должны быть монофазными и не содержать разбухающих межслоев. Образцы с разбухающими межслоями должны описываться как смешанослойные.

При использовании того или иного названия не должны учитываться условия образования минерала.

В 1984 г. в Номенклатурном комитете были сформулированы дополнительные критерии для разделения глауконитов и селадонитов, согласно которым отрицательный октаэдрический заряд в селадонитах не должен быть ниже 0,70 в расчете на ф.е. В глауконитах и глауконитовых слоях, входящих составной частью в смешанослойные глауконит-смектиты, величина слоевого заряда всегда ниже, чем у истинных слюд. Максимальное значение заселенности глауконитовых межслоевых позиций катионами обычно не превышает 0,9 в расчете на ф.е., а нижний предел слоевого заряда для неразбухающих глауконитов, по-видимому, не ниже 0,8 на ф.е. [Bailey et al., 1984].

Таким образом, согласно приведенной выше кристаллохимической классификации, в селадонитах отрицательный заряд практически целиком сосредоточен в октаэдрических сетках 2:1 слоев, тогда как в глауконитах распределен примерно поровну в тетраэдрах и октаэдрах. Как упоминалось выше, данные химических анализов свидетельствуют о возможности существования непрерывной серии изоморфных замещений в ряду от селадонита до глауконита.

Отнесение исследуемого минерала к селадониту или глаукониту не вызывает

сомнений лишь тогда, когда их составы достаточно близки к идеальным. Однако во многих случаях диагностика минералов рассматриваемой группы наталкивается на определенные трудности [Дриц, Коссовская, 1986]. В соответствии с данными Номенклатурного комитета и нашими результатами, опубликованными ранее [Коссовская, Дриц, 1971], существует область перекрывания составов глауконитов и селадонитов, если для их диагностики использовать генетические признаки. Однако однозначные кристаллохимические критерии, с помощью которых можно было бы отличать глаукониты от селадонитов в области перекрывания их составов, остаются не ясными.

Использование инфракрасных спектров не является надежным критерием, так как степень остроты полос поглощения, например в области валентных колебаний ОН-групп, зависит как от состава октаэдрических катионов, так и от "порядка-беспорядка" в их распределении, т.е. не имеет прямого отношения к идентификации минерала [Slonimskaya et al., 1986].

Величина параметра  $b$  ячейки также не всегда может быть использована в качестве однозначного критерия, позволяющего отличать глаукониты от селадонитов. Известно, что среди тех и других широко развит изоморфизм типа  $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al^{3+}$ . Увеличение Al в октаэдрах глауконитов приводит к уменьшению величины параметра  $b$ . Аналогичный эффект наблюдается и с уменьшением катионов K в межслоях. По этим причинам весьма часто встречаются глобулярные глаукониты, имеющие параметр  $b$  много меньше, чем 9,06 Å.

Другая проблема возникает из-за того, что степень железистости глауконитовых глобуль может варьировать в достаточно широких пределах за счет изовалентного замещения  $Fe^{3+}$  на Al, что приводит, по-видимому, к образованию непрерывной серии твердых растворов от иллита через промежуточные Fe-иллиты [Коссовская, Дриц, 1971] до глауконита. Например, среди глауконитовых образцов из окрестностей г. Сколе [Феношина, Дриц, 1961; Шутов, 1984] и в докембрийских глобулярных глауконитах [Николаева, 1977; Шутов и др., 1975; Ивановская и др., 1985] содержание Al в расчете на ф.е. превышает содержание  $Fe^{3+}$ . Более того, изучение глобулярных глауконитов из нижнекембрийских отложений Улахан-Сулгура (Сибирь) показало что образцы являются смесью слюд, обогащенных  $Fe^{3+}$  (тип глауконита) и Al (Fe-иллита) [Ивановская, Ципурский, 1982].

И.В. Николаева [1977] предлагает слюдястые минералы, слагающие глобули, в которых содержание катионов Al в октаэдрах 2:1 слоев превышает содержание катионов  $Fe^{3+}$ , называть сколитами. Этот термин удобен с генетической точки зрения, так как позволяет отличать Al- и  $Fe^{3+}$ -разновидности (сколиты и глаукониты), сформировавшиеся в сходных условиях, от Fe-иллитов, образовавшихся в карбонатно-эвапоритовых комплексах. В то же время использование этого термина противоречит общепринятому правилу, согласно которому новые наименования присваиваются минералам с разной кристаллохимической конструкцией независимо от их генезиса. Действительно, сколиты, некоторые Fe-иллиты и иллиты мало отличаются друг от друга с кристаллохимической точки зрения. Более того, термин "сколит" впервые был применен к пластинчатому тонкочешуйчатому "зеленому" минералу, который, как показали У.И. Феношина и В.А. Дриц [1961], является смешанослойным минералом иллит-сметтит с четко выраженной тенденцией к упорядоченному чередованию разнотипных слоев. Чтобы избежать введения новых терминов и в то же время отразить специфику условий образования, богатые алюминием слюдястые минералы глобулярного строения можно называть глобулярными Fe-иллитами или Al-глауконитами.

Слудует отметить ряд неопределенностей, с которыми мы сталкиваемся при

расчете структурных формул глауконитов. Во-первых, общепринятое предположение о том, что на формульную единицу слюд приходится две ОН-группы, может не соответствовать реальному анионному составу глауконитов из-за возможного окисления катионов  $Fe^{2+}$ . Во-вторых, М.В. Слонимская с соавторами [Slonimskaya et al., 1986] показали, что  $Fe^{3+}$  может входить в состав тетраэдров несмотря на наличие октаэдрических катионов Al. Поэтому традиционные способы расчета структурных формул глауконитов в общем случае могут не соответствовать их реальному катионному и анионному составу. В частности, нуждается в дополнительном исследовании и вопрос о кристаллохимической специфике магниевых разновидностей глауконитов, названных И.В. Николаевой боулингитами. Их можно рассматривать как промежуточные между глауконит-селадонитами и флогопитами, т.е. между ди- и триоктаэдрическими слюдами, если будет показано, что анионный каркас минерала в расчете на ф.е. соответствует составу  $O_{10}(OH)_2$ . Кроме того, следует иметь в виду данные Дж. Томпсона и Дж. Хауера, которые, основываясь на результатах по кислотному выщелачиванию глауконитов, заключили, что дитриоктаэдрическая природа этих минералов является мнимой, так как межслои подобных структур содержат комплексы гидроокисей железа, алюминия и магния.

Дополнительные трудности в идентификации глауконитов и селадонитов связаны с тем, что их мономинеральные однородные выделения относительно редки. Многочисленными исследованиями установлено, что как в пределах разных глобуль одного образца, так и в пределах индивидуальных глауконитовых зерен может наблюдаться существенная гетерогенность из-за вариаций химического состава 2:1 слоев, содержания разбухающих межслоев, концентрации различных микровключений.

В.Д. Шутов с соавторами [1975] показали, что глаукониты разного возраста и генезиса характеризуются разной степенью гетерогенности. Были установлены глаукониты с практически одинаковым составом глобуль и образцы, в индивидуальных зернах которых сильно менялась концентрация смектитовых слоев (от 5 до 100%). Последние представляют по существу механическую смесь нон-тонрита, глауконита и смешанослойных фаз глауконит-нон-тонрит переменного состава. В дальнейшем В.И. Муравьев и Б.И. Воронин, а также И.В. Николаева с соавторами обнаружили высокую степень гетерогенности состава как в пределах отдельных глобуль, так и микрокристаллов, слагающих каждую глобулю.

Суммируя сказанное выше, можно сделать следующие выводы относительно существующей номенклатуры тонкодисперсных диоктаэдрических калиевых слюдистых минералов.

1. Все используемые в настоящее время термины являются в известном смысле групповыми, так как каждый из них объединяет не одну какую-то минеральную разновидность строго определенного химического состава, а группу из членов изоморфных рядов с определенными вариациями состава слоев и межслоев.

2. В большинстве имеющихся классификаций не уделяется должного внимания слюдистым минералам, степень железистости которых оказывается промежуточной между типичными для иллитов и глауконитов. Сведения о природных лейкофиллитах также фактически ограничены исследованиями, проводившимися в соленосных формациях [Соколова, 1983; Рассказов, 1984].

3. Заслуживает особого внимания, что все известные диоктаэдрические слюдистые минералы, суммарная степень железистости которых (т.е.  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ) в расчете на ф.е. больше 20—25%, обнаружены в тонкодисперсном состоянии и не относятся к истинным слюдам.

4. Накопленный к настоящему времени опыт структурно-кристаллохимических исследований тонкодисперсных диоктаэдрических слюд разного состава показал, что среди них практически отсутствуют гидра-

тированные слюдяные минералы без разбухающих межслоев. Причем это справедливо не только для алюминиевых, но также и для слюдяных минералов разной степени железистости, включая глаукониты. В этих условиях нецелесообразно искусственно ограничивать минеральные разновидности гидратированных слюд только теми, которые абсолютно не содержат разбухающих межслоев. Тем самым резко сужается область практического применения таких широко распространенных названий, как иллит, глауконит, лейкофиллит и т.п. Следует учесть и то, что реальные структуры многих минералов содержат разнообразные дефекты, что не мешает им сохранять свою кристаллохимическую индивидуальность. Поэтому мы считаем целесообразным расширить рамки применения терминов, обозначающих собственно слюдяные минералы, включая в них разновидности, содержащие до 5—10% разбухающих межслоев. Таким образом, мы значительно расширим круг природных объектов, к которым эти наименования могут применяться.

В свете сказанного выше авторы считают возможным предложить следующую классификацию и номенклатуру для породообразующих диоктаэдрических слюдяных минералов. В зависимости от степени гидратации слюды подразделяются на две большие группы: истинные слюды и гидратированные слюды. Для первых характерным является то, что межслоевые катионы К (или Na, Ca, NH<sub>4</sub> и др.) занимают свыше 95% возможных межслоевых позиций. Гидратированные слюды содержат меньше 90% катионов, заселяющих межслоевую структуру.

Природа гидратации этих минералов может быть двойственной, обусловленной заменой части межслоевых катионов на индивидуальные молекулы H<sub>2</sub>O и (или) наличием разбухающих межслоев смектитового типа. Поэтому предлагается выделять две подгруппы гидратированных слюдяных минералов. В одной из них минеральные разновидности имеют определенные наименования и могут содержать 5—10% разбухающих межслоев. Во вторую подгруппу предлагается объединить слюдopodobные минералы, содержащие от 10 до 20% разбухающих межслоев, под общим названием "гидрослюды". В зависимости от состава соответствующие минеральные образования целесообразно называть гидрослюдами иллитового (Al-гидрослюды), Fe-иллитового (Al-Fe-гидрослюды) или глауконитового (Fe<sup>3+</sup>-гидрослюды) состава.

Если содержание смектитовых слоев превышает 20—25%, то в этом случае для обозначения соответствующих фаз надо использовать описательный термин "смешанослойный минерал глауконит-нонтронит" ("иллит-монтмориллонит") и т.д.

Структурную форму для калиевых гидратированных высокодисперсных диоктаэдрических слюдяных минералов можно записать в виде



причем  $(x + y) < 0,9$  и обычно  $Mg > Fe^{2+}$ . В зависимости от значений  $x$ ,  $y$  и соотношения между  $Al_{VI}$ ,  $Fe_{VI}^{3+}$  и  $Fe_{VI}^{2+}$  выделяются следующие разновидности:

Al-иллиты (серициты):  $0,8 \leq (x + y) \leq 0,9$ ;  $x \geq 0,2$ ;  $K_{Fe^{3+}} \leq 0,05$ ;

иллиты:  $0,8 \leq (x + y) \leq 0,9$ ;  $x \geq 0,2$ ;  $0,05 \leq K_{Fe^{3+}} \leq 0,2$ ;

Fe-иллиты (Al-глаукониты):  $0,7 \leq (x + y) \leq 0,8$ ;  $x \geq 0,2$ ;

$y \leq 0,6$ ;  $0,2 \leq K_{Fe^{3+}} \leq 0,5$ ;

глаукониты:  $0,7 \leq (x + y) \leq 0,9$ ;  $x \geq 0,2$ ;  $0,5 \leq K_{Fe^{3+}} \leq 1$ ;  $y < 0,7$ ;

селадониты:  $0,7 \leq (x + y) \leq 0,9$ ;  $0 < x \leq 0,2$ ;  $y \geq 0,70$ ;  $K_{Fe^{3+}} > 0,5$ ;

лейкофиллиты:  $0,7 \leq (x + y) \leq 0,9$ ;  $0 \leq x < 0,2$ ;  $y \geq 0,7$ ;  $K_{Fe^{3+}} < 0,5$ .

Если в слюистых межслоях наряду с К содержится Na, то используется описательное название "Na-содержащий глауконит" или "Na-содержащий иллит". Если Na преобладает над К в иллитовых по составу 2:1 слоях, то такой минерал называется браммалитом, а Al-слюистый минерал, в котором все межслои заселены  $\text{NH}_4$ , называется тобелитом.

## ОСНОВЫ ДИАГНОСТИКИ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ ДИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Основными методами, позволяющими проводить диагностику слюистых минералов, являются дифракционные методы рентгенографического и электрографического анализов. Эти методы взаимно дополняют друг друга, поскольку первый из них позволяет надежно и быстро оценивать степень гомогенности минерала с точки зрения наличия или отсутствия эффектов смешанослойности, тогда как с помощью второго из них наиболее эффективно можно определять политипные модификации слюистых минералов. Для определения более тонких структурно-кристаллохимических особенностей слюистых минералов, связанных с морфологией, текстурой и составом индивидуальных частиц, широко применяются сочетания методов просвечивающей и растровой электронной микроскопии с методами локального химического анализа. Наконец, проблемы изоморфизма, связанные прежде всего с порядком — беспорядком в распределении изоморфных катионов по структурным позициям, изучаются целым комплексом спектроскопических методов, таких, как инфракрасная и мессбауэровская спектроскопия, ядерный магнитный резонанс высокого разрешения, расширенный анализ тонкой структуры рентгеновских спектров поглощения (EXAFS) и др.

Многие из перечисленных методов появились в последние 10—15 лет, их потенциальные возможности применительно к слюдам еще полностью не раскрыты, а широкое использование сдерживается высокой стоимостью соответствующего оборудования. Тем не менее в краткой форме ниже мы отразим те результаты, которые в последнее время получены новыми методами кристаллохимического анализа и которые имеют не только чисто познавательное, но и прикладное значение.

Основное внимание в этом разделе будет уделено диагностике дисперсных слюистых минералов с помощью методов рентгенографического анализа.

### Идентификация слюистых минералов, не содержащих разбухающих межслоев

**Анализ базальных отражений.** Простая и надежная диагностика тонкодисперсных слюистых минералов основана на анализе дифрактограмм, полученных от ориентированных препаратов, подвергнутых различным обработкам и в первую очередь насыщенных органическими жидкостями. Свидетельством присутствия в образце слюистого компонента является наличие на дифрактограмме серии базальных отражений с межплоскостным расстоянием первого малоуглового рефлекса ( $d_1$ ), приблизительно равным 10 Å. Два основных критерия можно использовать для того, чтобы убедиться, что исследуемый минерал не содержит разбухающих межслоев. Один из них состоит в том, чтобы на дифрактограмме присутствовала целочисленная серия базальных отражений.

На рис. 14 показана дифрактограмма практически мономинерального иллита, содержащего пять базальных отражений  $00l$ . Напомним, что в проекции на ось  $z^*$  все политипные модификации слюд имеют одну и ту же минимальную периодичность, равную суммарной толщине 2:1 слоя и межслоя. Поэтому

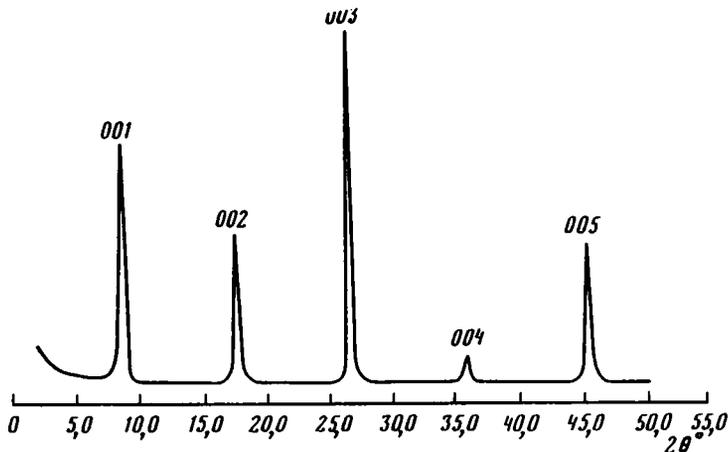


Рис. 14. Дифрактограмма ориентированного иллита, содержащая целочисленную серию базальных отражений

первое малоугловое отражение на дифрактограммах слюд одного состава, но разных политипных модификаций будет характеризоваться одним и тем же межплоскостным расстоянием, но разными значениями  $l$ . Например, этот рефлекс будет иметь индекс 002 для  $2M_1$  и  $2M_2$  и 003 для 3Т политипов. В этих условиях требование целочисленности рефлексов для политипов слюд 1М,  $2M_1$  и 3Т записывается в одном и том же виде:  $d(001) = ld(00l)$ , но  $l = l'$  для 1М,  $l = 2l'$  для  $2M$  и  $l = 3l'$  для политипов 3Т, где  $l'$  — порядковый номер базальных рефлексов на дифрактограмме. Следует иметь в виду, что нарушение целочисленности в распределении базальных отражений может быть связано с очень малой толщиной областей когерентного рассеяния (ОКР), т.е. областей, в которых все 2 : 1 слои строго параллельны друг другу. Этот эффект, однако, легко отличить от смешанослойности, так как следствием малой толщины ОКР является смещение лишь первого базального рефлекса в область малых углов, тогда как положение остальных соответствует истинной периодичности слоев вдоль оси  $z^*$ . Поэтому целочисленность должна выполняться для всех базальных рефлексов, кроме первого малоуглового.

Второй важный и весьма чувствительный критерий, позволяющий выявлять эффект смешанослойности, состоит в сравнении дифрактограмм, полученных до и после обработки препарата этиленгликолем. Если на дифрактограммах отсутствуют какие-либо различия, то образец не содержит разбухающих слоев. Я. Шродон и Д. Эберл [Šrodón, Eberl, 1984] предложили параметр  $I_r$ , который весьма полезно использовать для выявления смешанослойных образований иллит-сметитов с небольшим содержанием сметитовых слоев. Для случая слюд модификации 1М этот параметр можно записать в виде

$$I_r = \frac{I(001) / I(003) \text{ (воздушно-сухой)}}{I(001) / I(003) \text{ (насыщенный этиленгликолем)}} \quad (1)$$

Опыт свидетельствует о том, что в случае мусковитов, высокоалюминиевых гидротермальных иллитов и серицитов, а также большинства иллитов и глауконитов осадочных пород минимальная периодичность вдоль оси  $z^*$  равна  $(10,0 \pm \pm 0,02) \text{ \AA}$ . Для лейкофиллитов значение  $d(001)$  ( $9,88 \text{ \AA}$ ) заметно меньше минимальной периодичности в мусковитах, что является важным диагностическим признаком для распознавания этих минералов. Значения  $d_1$  первого малоуглового рефлекса фенгитов и фенгитовых мусковитов зависят от состава и колеблются в интервале между  $9,95\text{--}10 \text{ \AA}$ . Периодичность Al-слюд вдоль

нормали к слоям зависит не только от доли фенгитовой составляющей, но также от состава катионов в межслоях. Даже сравнительно невысокая степень замещения K на Na приводит к заметному уменьшению значений  $d_{(001)}$ . Если ограничиться слюдами мусковитового состава 2 : 1 слоев, у которых содержание Al в расчете на ф.е. не меньше, чем 2,75, то при содержании Na = 0,2 атома значение  $d_{(002)}$  очень близко к периодичности, наблюдаемой у K-фенгитов при Na = 0. Очевидно, что при одновременном присутствии в составе исследуемой слюды фенгитового компонента и Na в межслоях по значению  $d_{(002)}$  невозможно оценить роль каждого из этих факторов.

Отметим, что если целочисленная серия рефлексов наблюдается при значении  $d_1 = l'd_{(001)} > 10\text{Å}$  то следует проверить исследуемую слюду на присутствие катионов  $\text{NH}_4$ , частично замещающих K в межслоях. Например, аммониевый иллит из черных сланцев, в структуре которого содержание  $\text{NH}_4$  превышало количество K, характеризовался значением  $d_{(001)} = 10,16\text{Å}$  [Stern et al., 1982]. Наиболее простой способ выявления  $\text{NH}_4$  состоит в получении ИК-спектра образца: полоса поглощения при  $1430\text{ см}^{-1}$  является свидетельством присутствия этих ионов в образце. Следует подчеркнуть, что  $\text{NH}_4$ -содержащие иллиты не являются какой-то исключительной редкостью; например, они, как правило, встречаются в черных сланцах.

Определенную информацию о составе слюды можно извлечь из анализа распределения интенсивностей базальных рефлексов. У калиевых безжелезистых слюд интенсивность первого малоуглового рефлекса лишь в 3—4 раза выше второго, тогда как для высокожелезистых глауконитов второй малоуглового рефлекса почти сливается с фоном. Для высокоалюминиевых иллитов  $I_{(001)} / I_{(003)}$  и  $I_{(002)} / I_{(005)}$  равны примерно 2 [Stern et al., 1982].

**Зависимость параметра  $b$  от состава диоктаэдрических слюд.** При фиксированном составе межслоевых катионов (K + Na) латеральные размеры 2 : 1 слоев диоктаэдрических слюд зависят в основном от двух факторов: от степени замещения Al на  $\text{Fe}^{3+}$  в октаэдрах и от содержания лейкофиллит-селадонитовой компоненты, определяющей одновременно концентрацию Al в тетраэдрах и отношение  $(\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$  к  $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  в октаэдрах. Оба эти фактора влияют на параметр в одном направлении, т.е. значение  $b$  возрастает с ростом  $\text{Fe}^{3+}$  и уменьшением Al<sub>тетр</sub>. В этих условиях параметр  $b$  сложно использовать для однозначных выводов о составе слюд, хотя грубые оценки возможны. Как уже упоминалось, высокожелезистые глаукониты имеют  $b > 9,06\text{Å}$  а селадониты  $< 9,06\text{Å}$ . Лейкофиллиты имеют, по-видимому столь же низкие значения  $b$ , как мусковиты и высокоалюминиевые иллиты ( $\approx 9,00\text{Å}$ ). Для многих  $\text{Fe}^{3+}$ -иллитов характерны значения  $b = 9,035 + 9,045\text{Å}$ .

Ряд авторов предпринимали попытки выразить зависимость между параметром  $b$  и составом K-слюд, однако все они носили частный характер, т.е. были ограничены слюдами определенных составов [Guidotti, 1984; Hunziker et al., 1986; и др.].

В общем случае аналитическая зависимость между параметром  $b$  и слюдами любого состава (мусковитами, иллитами, фенгитами, глауконитами, лейкофиллитами и селадонитами) найдена Б.Б. Смоляр и В.А. Дрицем [1984]. Выведенная ими формула имеет вид

$$b(\text{Å}) = (4,673 + 1,352d_T) \cdot d_{\text{окт}} + 0,058C_K - 0,230C_{\text{Ca}} - 0,040C_{\text{Na}}, \quad (1)$$

где  $d_T$  — средняя длина связи катион-кислород в тетраэдрах,  $d_{\text{окт}}$  — в октаэдрах;  $C_K$ ,  $C_{\text{Ca}}$ ,  $C_{\text{Na}}$  — содержание катионов K, Ca, Na (на  $0_{10}(\text{OH})_2$ ).  $d_T = (1 - C_{\text{FeIV}}) \times \{1,616 - 0,160 [C_{\text{AlIV}} / (1 - C_{\text{FeIV}})]^{1,25}\} + C_{\text{FeIV}} \cdot 1,88$ , где  $C_{\text{FeIV}}$  и  $C_{\text{AlIV}}$  — содержание  $\text{Fe}^{3+}$  и Al в тетраэдрах (на  $\frac{0_{10}(\text{OH})_2}{4}$ )  $d_{\text{окт}} = C_i d_{R_i}$ ,  $C_i$  — относительное содержание

катионов  $R_i$  в октаэдрах:  $d_{Mg} = 2,06$ ,  $d_{Fe^{3+}} = d_{Mn^{3+}} = 1,98$ ,  $d_{Fe^{2+}} = 2,12$ ,  $d_{Ti^{4+}} = 1,94$ ,  $d_{Cr^{3+}} = 1,95$ ,  $d_{Al} = 1,91 \text{ \AA}$  для маргаритов и парагонитов и  $1,93 \text{ \AA}$  для слюд остальных составов. При  $\gamma = (Si + \sum R^{2+}) / \sum R^{3+} \geq 3,7$ , где  $Si$ ,  $\sum R^{2+}$ ,  $\sum R^{3+}$  — содержание кремния, двух- и трехвалентных катионов в расчете на ф.е., в уравнение (1) вводится дополнительный член —  $0,004\gamma^2$ .

**Оценка состава белых слюд (серицитов) политипа  $2M_1$  по параметрам элементарной ячейки.** В литературе содержатся многочисленные попытки найти эмпирические соотношения, которые позволили бы определять содержание фенгитовой и парагонитовой компоненты в белых слюдах по данным о параметрах элементарной ячейки [Guidotti, 1984]. Значимость этих данных определяется тем, что содержание Na зависит в основном от температуры, а фенгитовой компоненты — от давления. Однако попытки решить этот вопрос оказались неудачными. Исключением являются результаты, полученные недавно Б.Б. Смоляр-Звягиной и В.А. Дрицем. Для изоморфного ряда мусковит — фенгит — парагонит они нашли приводимые ниже соотношения, совместное решение которых позволяет оценить с точностью 0,02 атома концентрацию Na и с точностью 0,07 атома суммарное содержание Mg, Fe, Ni, Mn (все в расчете на ф.е.).

Параметр  $b(A^\circ)$  связан с составом слюд соотношением  $b = 9,005 + 0,102\Sigma - 0,104Na/(Na + K)$ , где  $\Sigma$  — суммарное содержание перечисленных выше катионов в расчете на ф.е., т.е. на анионный состав  $O_{10}(OH)_2$ .

Для межплоскостного расстояния  $d_{(002)}$  связь с составом оказалось различной в зависимости от содержания Na и параметра  $b$ . Если  $d_{(002)} \leq 9,96A^\circ$ ,  $b \leq 9,020A^\circ$ , то  $d_{(002)} = 10,031 - 0,427 Na / (Na + K)$ . Этот случай соответствует слюдам, у которых  $Na / (Na + K) \geq 0,15$ . Если  $d_{(002)} > 9,96 \text{ \AA}$  или  $d_{(002)} \leq 9,96 \text{ \AA}$ , но  $b > 9,020 \text{ \AA}$ , то  $d_{(002)} = 10,031 - 0,120\Sigma - 0,427 Na / (Na + K)$ . Этот случай соответствует слюдам, у которых  $Na / (Na + K) \leq 0,15$ . Следует отметить, что ряд авторов для определения  $(Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+})$  в белых слюдах используют полосы поглощения на ИК-спектрах в области  $510-550 \text{ см}^{-1}$  [Eberl et al., 1987].

Полученные соотношения могут быть очень полезными в решении актуальной проблемы взаимоотношений различных фаз и типов метаморфизма зеленосланцевой и голубосланцевой фаций. Их практическое использование на специально выбранных модельных объектах позволит выявить индикаторную роль слоистых силикатов на ранних стадиях метаморфизма.

**Диагностика политипных модификаций слюд.** Для определения политипной модификации слюд следует получить дифрактограмму от неориентированного порошка или электронограмму от наклонного текстурированного образца [Звягин, 1964]. Идентификация политипов основана на сравнении положений рефлексов на дифракционных картинах, рассчитанных для разных политипов, с дифракционной картиной анализируемого образца. В табл. 1 приведены значения межплоскостных расстояний, интенсивности и индексы  $hkl$  тех отражений, которые являются диагностическими для каждого из четырех распространенных в природе политипов диоктаэдрических слюд. Очевидно, что в зависимости от химического состава значения межплоскостных расстояний и интенсивности рефлексов (но не индексы  $hkl$ ) могут меняться. Однако их взаимное расположение характерно для каждого конкретного политипа и определение политипов слюд обычно не вызывает особых затруднений. На рис. 15 представлены дифрактограммы слюд разных модификаций.

Проблемы в диагностике политипов диоктаэдрических слюд возникают в тех случаях, когда октаэдрические картины статистически распределены по цис-и транс-октаэдрам. До последнего времени считалось, что в мусковитах, фенгитах, иллитах, лейкофиллитах и глауконитах катионы в 2 : 1 слоях заселяют только цис-октаэдры, а транс-октаэдры остаются вакантными. В этом случае структур-

Таблица 1

Интенсивности ( $I$ ), межплоскостные расстояния  $d$  (в Å), индексы  $hkl$   
 диагностических рефлексов  
 для основных политипных модификаций иллитов [Mica, 1984]

1M			2M <sub>1</sub>			2M <sub>2</sub>			3T		
$hkl$	$I$	$d$	$hkl$	$I$	$d$	$hkl$	$I$	$d$	$hkl$	$I$	$d$
111	15	4,35	111	10	4,29	202	20	4,34	104	35	3,87
021	10	4,12	022	10	4,09	111	30	3,40	105	30	3,60
$\bar{1}12$	50	3,66	113	20	3,88	113	40	3,68	107	30	3,11
022	30	3,34	023	30	3,72	$\bar{2}04$	40	3,52	108	40	2,88
112	50	3,07	$\bar{1}14$	30	3,49	$\bar{1}14$	40	3,21	109	10	2,68
$\bar{1}13$	10	2,93	114	30	3,20	114	40	3,07			
023	20	2,69	025	35	2,98	204	20	2,87			
			$\bar{1}15$	25	2,86	$\bar{1}15$	20	2,81			
			116	10	2,79	116					
$a = 5,208$			$a = 5,201$			$a = 9,017$			$a = 5,196$		
$b = 8,995$			$b = 8,967$			$b = 5,210$			$b = 5,196$		
$c = 10,275$			$c = 20,058$			$c = 20,437$			$c = 29,970$		
$\beta = 101,6^\circ$			$\beta = 95,8^\circ$			$\beta = 100,4^\circ$			$\alpha = \beta = 90^\circ$		
									$\gamma = 120^\circ$		

Примечание.  $a, b, c$  приводятся в ангстремах.

ные искажения 2 : 1 слоев диоктаэдрических слюд политипы 1M приводят к тому, что параметры их элементарных ячеек связаны соотношением  $c \cos \beta > a/3$ . Например, для высокоалюминиевых иллитов  $lc \cos \beta / a = 0,37—0,39$ . Кроме того, на дифрактограммах этих слюд по интенсивности резко выделяются рефлексы с индексами  $\bar{1}12$  и 112. Однако в последние годы появились работы, в которых описываются Al-иллиты с разным распределением Al по доступным транс- и цис-октаэдрам. Б.Б. Звягин с соавторами [1984] описали диоктаэдрическую слюду 1M, у которой транс-позиции и одна из каждых двух симметрично независимых цис-позиций заселены Al. При этом  $|c \cos \beta| < a/3$  и среди наиболее интенсивных выделяются рефлексы 022 и  $\bar{1}13$ .

Ю.О. Гаврилов и С.И. Ципурский [1987] обнаружили Al-иллит модификации 1M, в котором катионы Al практически с равной вероятностью заселяют все доступные цис- и транс-позиции,  $|c \cos \beta| = 0,34 a$ , а дифракционная картина содержит рефлексы 112, 022, 112,  $\bar{1}13$  примерно равной интенсивности. В этих условиях нельзя исключать существование диоктаэдрических слюд 1M с таким распределением октакатионов, которое приведет к  $|c \cos \beta| = a/3$ . Такая слюда должна иметь дифракционную картину с взаимным расположением рефлексов  $hkl$ , как на дифрактограмме диоктаэдрической слюды политипы 3T. Более того, на качественном уровне оба политипа будут характеризоваться сходным распределением интенсивностей. В этих условиях не исключено, что многие тонкодисперсные слюды, описываемые в литературе как политипы 3T, в действительности относятся к политипу 1M с неупорядоченным распределением октакатионов по цис- и транс-позициям.

Выявление природы дефектов упаковки, приводящих к политипной модификации 1Md, позволяет, как показали недавние исследования Б.А. Сахарова и В.А. Дрица, сделать вывод о механизме их образования. Выяснилось, например, что гидротермальные иллиты характеризуются дефектами упаковки за счет случайных азимутальных разворотов слоев на углы, кратные  $120^\circ$ . Сделан вывод, что эти минералы образовались либо в результате синтеза из раствора, либо за счет реакции растворение — переотложение.

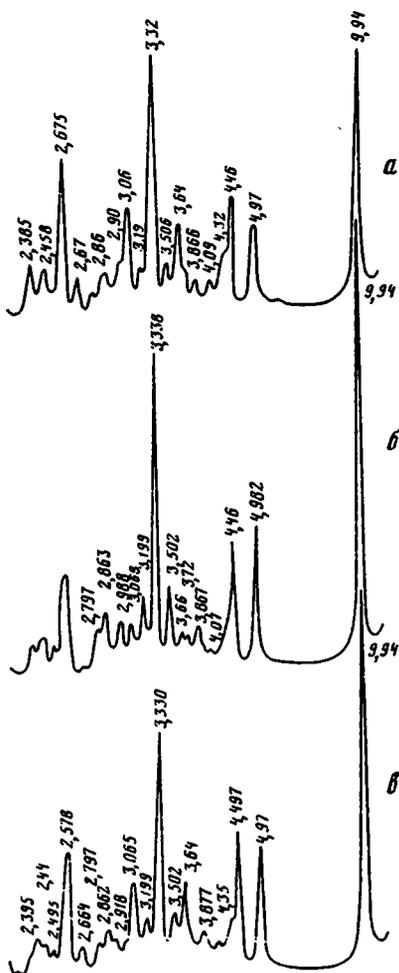


Рис. 15. Дифрактограммы неориентированных диоктаэдрических Al-иллитов с политипными модификациями  $1M > 2M_1$  (а),  $2M_1 > 1M$  (б),  $2M_2$  (в)

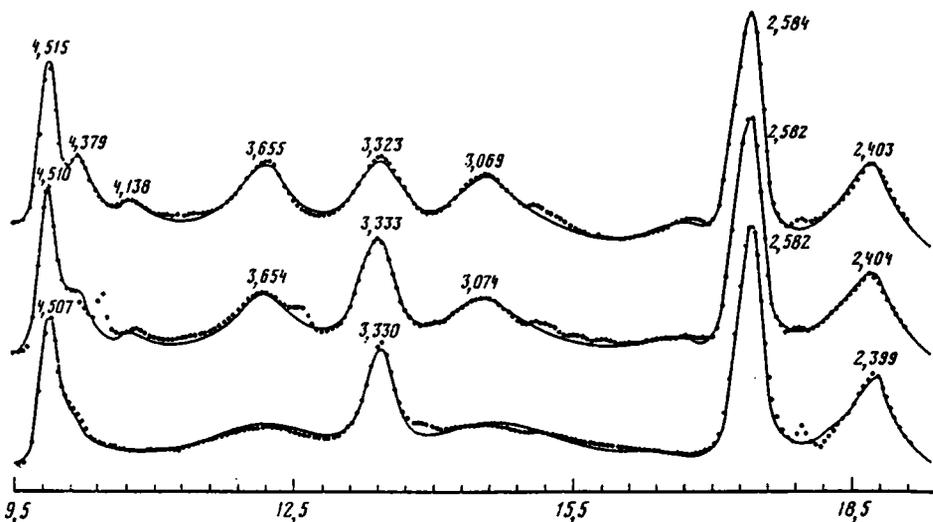


Рис. 16. Экспериментальные (точечные) и рассчитанные (сплошные) дифракционные кривые глауконитов, отличающихся степенью структурного беспорядка

Наиболее детально природа дефектов упаковки изучена в структуре глобулярного глауконита разного состава и возраста [Сахаров и др., 1990]. На рис. 16 показана серия экспериментальных и теоретически рассчитанных дифрактограмм для ряда минералов, отличающихся степенью структурного беспорядка. Выяснилось, что исследованные минералы характеризуются дефектами упаковки, связанными с поворотами слоев на углы, кратные  $60^\circ$ . Этот факт в сочетании с другими аргументами позволил авторам сделать вывод о том, что, во-первых, природа дефектов упаковки одна и та же для всех глобулярных глауконитов независимо от их химического состава (в частности, степени железистости) и возраста, что свидетельствует о едином механизме их образования, во-вторых, что эти минералы возникли в результате твердофазового преобразования нонtronитов.

#### Определение небольших содержаний смектитовых слоев в иллитах и Al-гидрослюдах

Если при общем "слюдистом" характере дифрактограмм упомянутые выше критерии (целочисленность базальных отражений и  $l/r = 1$ ) строго не выполняются, то для получения наиболее полной структурной характеристики объекта необходимо провести тщательное изучение дифракционных кривых от ориентированных препаратов, подвергнутых различным обработкам. С точки зрения статистического закона распределения емектитовых слоев в матрице иллита возможны две принципиально разные ситуации. В одной из них распределение смектитовых слоев среди иллитовых подчиняется статистике Маркова, т.е. мы имеем дело с квазигомогенной смешанослойной системой иллит-смектит, в которой абсолютно преобладают иллитовые слои и которую можно описать небольшим числом независимых параметров [Дриц, Коссовская, 1990].

Как было показано, в общей совокупности тонких частиц, слагающих подобные образцы, значительную долю составляют кристаллы, содержащие только иллитовые слои, т.е. кристаллы мономинерального иллита. Другими словами, квазигомогенные смешанослойные иллит-смектитовые образования, в которых  $W_{см} \leq 10\%$ , представляют физическую смесь иллитовых кристаллов с кристаллами, содержащими наряду с иллитовыми то или иное количество смектитовых слоев. Дифракционная картина от таких образцов естественно является суммой дифракционных эффектов от каждой частицы с данным содержанием и распределением слоев разного типа. Важным, однако, является то, что дифракционные кривые от квазигомогенных структур мы можем заранее рассчитать и сравнивать с наблюдаемыми экспериментально [Drits et al., 1984; Сахаров и др., 1990].

На этой основе сформулированы простые дифракционные критерии, позволяющие путем сравнения межплоскостных расстояний на дифрактограммах образца в естественном и насыщенном этиленгликолем состояниях оценивать содержание разбухающих межслоев [Омельяненко и др., 1982]. В природе, однако, могут встречаться не только квазигомогенные, но и гетерогенные смешанослойные образования, в которых пропорции частиц разного состава в образце не подчиняются одномодальной статистике. В нашем случае это образцы, в которых число иллитовых кристалликов при данном среднем содержании  $W_{см}$  превышает концентрации частиц иллита, предсказанных статистикой Маркова. Формально такие образцы можно рассматривать как механическую смесь иллита и смешанослойного иллит-смектита, причем в последнем распределение разнотипных слоев статистически однородно. Естественно, что дифракционные картины от квазигомогенных и гетерогенных

смешанослойных иллит-сметкитов будут отличаться при одной и той же концентрации сметкитовых слоев.

Дифракционные критерии, позволяющие отличать квазигомогенные и гетерогенные иллиты и серициты, содержащие небольшое число разбухающих слоев, сформулированы в статье Я. Шродона и Д. Эберла [Srodon, Eberl, 1984].

**Индекс кристалличности иллита.** Ч. Уивер [Weaver, 1960] впервые отметил, что с увеличением степени постседиментационных изменений пород увеличивается интенсивность и "острота" первого малоуглового базального рефлекса иллита. Б. Кюблер [Kubler, 1967] предложил ширину  $10\text{\AA}$  рефлекса, измеренного в миллиметрах на половине его высоты ( $H_k$ ), назвать индексом "кристалличности" иллита и использовать эту величину как меру степени постседиментационного преобразования осадочных пород. Согласно его данным, границе между неметаморфизованными породами и породами, охватываемыми аншизоной (эпигенезом), соответствует  $H_k = 7,5$  мм, а границе между аншизоной и эпизоной (метагенезом) —  $H_k = 4$  мм. Для того чтобы избежать влияния различий в экспериментальных условиях, полуширину базального рефлекса целесообразно нормировать относительно полуширины рефлекса кварца, снятого в тех же экспериментальных условиях. Очевидно, что индекс кристалличности зависит при прочих равных условиях от толщины областей когерентного рассеяния, концентрации разбухающих слоев и характера их распределения. Естественно поэтому, что "индекс кристалличности" в случае иллитового материала, содержащего разбухающие слои, существенно менее информативен по сравнению с прямыми оценками тех параметров, которые характеризуют структурное состояние объекта ( $W_{ил}$ ,  $W_{см}$ ,  $S$ ,  $P_{ij}$ ,  $N$ ) и др. [Дриц, Коссовская, 1990]. Однако при тех стадиях начального метаморфизма, когда в структурах слюд исчезают разбухающие слои, "индекс кристалличности" будет отражать только изменения в толщине областей когерентного рассеяния. Согласно Ч. Уиверу и Б. Броекстра [Weaver, Broekstra, 1984], полное отсутствие разбухающих слоев и иллитов наблюдается при температурах выше  $300^\circ\text{C}$ , т.е. в эпизоне. Ниже этой температуры иллиты разных фракций из одного и того же образца характеризовались разными "индексами кристалличности" из-за того, что степень разбухаемости возрастала для более тонких размерных фракций. Этот эффект отсутствовал лишь для образцов, метаморфизованных при  $T \geq 360^\circ\text{C}$ . Тем не менее многие авторы используют индекс Кюблера для оценки степени постседиментационного изменения пород, во всех случаях анализируя только размерную фракцию 2 мкм.

**Анализ дифракционных характеристик разных размерных фракций.** Для решения определенных генетических вопросов полезной может оказаться информация о характере изменения структурных характеристик слюдястых минералов у разных размерных фракций одного и того же образца. Присутствие поли типа  $2M_1$  в грубых фракциях и последовательное уменьшение его содержания в более тонких характерно для минералов из осадочных пород и может быть обусловлено обломочным генезисом модификации  $2M_1$ . У иллитов и гидрослюды гидротермального генезиса, так же как и метаботтонитов, степень разбухаемости, так же как и соотношение содержаний поли типов  $2M_1$  и  $1M$ , как правило, не зависит от размерности фракций. Напротив, иллиты и гидрослюды осадочных пород отличаются гетерогенным распределением разбухающих слоев в частицах разных размеров, причем степень разбухаемости возрастает в наиболее тонких глинистых фракциях. Эти вопросы будут подробнее обсуждены ниже.

**Межчастичковая дифракция как возможная причина эффекта смешанослойности иллитов.** При приготовлении образцов для исследования, в частности при выделении тонких глинистых фракций, происходит нарушение

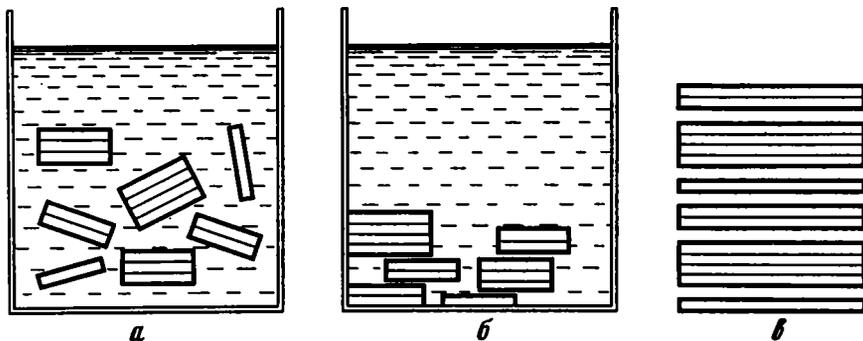


Рис. 17. Схематическое изображение процесса образования смешанослойных структур на основе теории фундаментальных частиц (пояснения см. в тексте)

исходной микротекстуры глинистых частиц в породе. В этих условиях представляло интерес оценить возможность существования межчастицковой дифракции, которая возникает в соответствии с представлениями П. Надо с соавторами [Nadeau et al., 1984 b] за счет "слипания" по базальной плоскости тонких мономинеральных иллитовых слоев. Схематично этот эффект показан на рис. 17, когда из суспензии, где тонкие частицы иллита расположены беспорядочно (а), после осаждения на препарат образуются ориентированные агрегаты (б), т.е. частицы иллита налагаются друг на друга так, что их внешние базальные поверхности образуют латерально протяженные межслои (в). Если предположить, что иллитовые частицы очень тонкие (порядка 50—100 Å) и что межслой, образованный каждой парой слипшихся слоев, по свойствам аналогичен межслою смектита, то в этих условиях появление наблюдаемого эффекта смешанослойности у иллитов должно быть естественным следствием препарирования образцов для рентгеновского анализа. Экспериментальные данные, недавно представленные Д. Эберлом с соавторами [Eberl et al., 1987], казалось, подтверждают эти выводы. Эти авторы изучали рентгеновским методом препараты, полученные осаждением из суспензий одного и того же образца, но с разной концентрацией в них глинистого материала (от 8,72 до 0,03 мг/см<sup>3</sup>). Оказалось, что дифрактограммы препаратов, приготовленных из "густых" суспензий, характеризуются индексом  $Ir = 1,6 + 1,5$  и  $W_{см} = 5,5\%$ , тогда как на дифрактограммах препаратов того же образца из разбавленной (до 0,03 кг/см<sup>3</sup>) суспензии наблюдалось отсутствие эффекта смешанослойности и  $Ir = 1$ .

Интерпретация этого эксперимента очень проста: при "густых" суспензиях тонкие частицы слюды налагаются друг на друга при осаждении на подложку, что приводит к эффекту разбухаемости. При осаждении частиц из разбавленной суспензии они ложатся на подложку практически без взаимного наложения, образуя на препарате слой толщиной, равной толщине индивидуальных частиц. Соответственно в этих условиях эффект смешанослойности наблюдаться не должен. Вместе с тем содержащиеся в этой работе экспериментальные данные взаимно противоречивы и не вполне согласуются с рассмотренной выше моделью. Дело в том, что отражения 005 смектита, насыщенного этиленгликолем ( $d = 3,35 + 3,38 \text{ \AA}$ ), практически совпадают с рефлексом 003 иллита ( $d = 3,33 \text{ \AA}$ ). Поэтому область когерентного рассеяния от двух иллитовых частиц толщиной, например, в 100 Å, разделенных смектитовым межслоем, содержащим молекулы этиленгликоля, измеренная по отражению с  $d = 3,33 \text{ \AA}$ , должна равняться примерно 210 Å; от трех наложенных аналогичных частиц — 320 Å и т.д. Следовательно, ширина рефлекса с  $d = 3,33 \text{ \AA}$  на половине его высоты должна скачком изменяться с изменением концентрации иллитовых частиц в суспензии.

Однако в экспериментальных данных, представленных Ф. Эберлом с соавторами [Eberl et al., 1987], этот эффект не наблюдается. Имеющиеся в настоящее время данные по изучению иллитов с небольшим содержанием смектитовых слоев, полученные с помощью электронной микроскопии высокого разрешения, свидетельствуют о том, что вклад в смешанослойность за счет слипания иллитовых частиц пренебрежимо мал.

### **ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

Авторы считали, что правильные представления о генезисе гидрослюдов в осадочных породах должны прежде всего базироваться на конкретных сведениях об особенностях существования в течение осадочного цикла двух главнейших слюдястых минералов кристаллических пород — биотита и мусковита. С этой целью было предпринято специальное изучение поведения этих двух минералов при выветривании и гумидном типе диагенеза. Было установлено, что преобразование триоктаэдрических и диоктаэдрических слюд происходит совершенно различно.

### **ИСТОРИЯ ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИХ СЛЮД В ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ДИАГЕНЕЗА И РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА**

В процессах выветривания, диагенеза и постседиментационных преобразований биотит является одним из наиболее нестойких компонентов. История кристаллохимических превращений триоктаэдрических и диоктаэдрических слюд, протекающих в разных геологических обстановках, была изучена А.Г. Коссовской и др. [1963, 1971]. Последующие многочисленные работы в целом подтвердили характер преобразований биотитов в осадочных породах и одинаковую общую направленность этих процессов. Нюансы механизма этих изменений и состав новообразованных фаз зависят от конкретных физико-химических условий среды почвообразования, выветривания, и диагенеза.

Удачная модель, на примере которой оказалось возможным детально изучить историю преобразования биотита при процессах гумидного диагенеза и эпигенеза, — отложения мезозойской угленосной формации ( $J_3 - K_1$ ), выполняющие Вилюйскую впадину и Приверхо-янский прогиб (Якутия). Изучались породы двух разрезов: платформенного, где мощность формации 500 м, и Приверхо-янского прогиба, где мощность формации равна 3500 м и породы интенсивно дислоцированы. Формирование угленосной формации в пределах рассматриваемой территории происходило в сходных фациальных условиях, но при разных скоростях осадконакопления, что позволило учесть влияние этого фактора на интенсивность преобразования как обломочного биотита, так и глинистого вещества в целом. (см. главу 3).

Кроме того, удалось учесть зависимость степени преобразования первичного состава глинистого вещества от конкретных физико-химических условий осадконакопления, в частности, воздействия агрессивной кислой среды, существовавшей в обстановках болот и зарастающих водоемов, предшествующих формированию угольных пластов. Существенно, что обломочный материал поступал из одного источника, каковым являлись древние кристаллические комплексы Алданского щита и Станового хребта. Породы обоих разрезов совершенно сходны по составу: в нижней части разреза ( $J_3$ ) это кислые аркозы, в верхней и средней — олигоклаз-андезитовые аркозы [Коссовская, 1962].

Как показывает характер обломочного материала (обилие свежих плагио-клазов, массовое распространение биотита, а в верхней половине — реликтов

пироксенов и амфиболов), размыту подвергались кристаллические породы, почти не измененные процессами выветривания.

Был изучен следующий материал: 1) обломочные пластинки биотита на разных стадиях разложения; 2) глинистое вещество цемента песчаников, переполненных измененным аморфизированным биотитом, за счет которого в значительной степени образовывался цементирующий минерал; 3) глины платформенного и геосинклинального разрезов, относящиеся к разнообразным фаціальным обстановкам (прибрежно-морским, озерным, речным, застойным водоемов, болот и т. д.) [Коссовская и др., 1963].

Обломочные пластинки биотита интенсивно дифформируются, разбухают, расщепляются на отдельные волокна, в ряде случаев причудливо изгибаются, окаймляя обломочные зерна полевых шпатов и кварца. Нарушение кристаллической структуры биотита сопровождается изменением его оптических свойств (см. табл. 2). Намечаются разные линии превращения биотита: 1) аморфизация, при которой биотит превращается в коллоидные сгусткоподобные скопления бурого цвета, изотропные, с показателем преломления около 1,558; 2) обесцвечивание и постепенный переход в хлоритоподобный минерал.

Переход биотита в хлорит сопровождается приобретением зеленоватой окраски и резким понижением двупреломления ( $N_g - N_p = 0,30 - 0,006$ ). Обычно хлоритизация биотита происходит по отдельным пакетам. В этом случае пластинка минерала представляет чередование волокон светло-зеленого, почти изотропного хлорита и обесцвеченного, но сохраняющего еще слабый плеохроизм минерала с  $N_g - N_p = 0,015 - 0,010$ . Переход между отдельными волокнами реликтов биотита и хлорита постепенен.

При глубоких эпигенетических изменениях собственно биотит уже почти отсутствует; пластинки его заменены сложным чередованием перемежающихся волокон светло-зеленого изотропного хлорита, бесцветного, сильно двупреломляющего мусковитоподобного минерала ( $N_g - N_p = 0,020 - 0,025$ ) и иногда реликтов обесцвеченного слабо плеохроизирующего и двухпреломляющего минерала.

В породах платформы, в обстановках интенсивного гумидного режима зарастающих водоемов и болот характерно почти полное разложение биотита, сопровождающееся резким расширением объема пластинки по оси с с формированием своеобразных "бочковидных образований". Вся пластинка пронизана и покрыта бурым налетом мельчайших частичек гидроокислов железа, иногда сидерита или пирита. Первоначальная окраска минерала уничтожается почти полностью, плеохроизм отсутствует и часто восстановить первоначальную "биотитовую" природу этих образований можно лишь по характерной штриховатости, являющейся не чем иным, как реликтом сохранившейся спайности.

В песчаниках с каолиновым цементом часто наблюдается переход биотита в каолинит. Процесс этот также сопровождается разбуханием минерала по оси с с образованием крупных стопкообразных вермикулитовых сростков, полным обесцвечиванием и потерей плеохроизма, резким снижением светопреломления и двупреломления (до 0,015—0,008).

Для выяснения характера структурного преобразования биотита на первом этапе его эпигенетической переработки в качестве объекта исследования были выбраны пластинки биотита, выделенного из нижнемеловых аркозов Приверхоянья. С помощью электромагнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях пластинки минерала были разделены на ряд плотностных фракций, отражающих разные стадии разложения биотита.

В табл. 2 приведены оптические характеристики и данные об изменении химического состава биотитов трех типов в порядке их возрастающей измененности. Здесь же для сравнения приводятся данные по стадийному изменению биотита в профиле выветривания почв,

Таблица 2

Химический состав (%), оптические свойства и удельный вес (г/см<sup>3</sup>) биотитов

Оптические характеристики	I			II			
	Биотит I	Биотит II	Биотит III	Биотит свежий	Биотит I	Биотит II	Биотит III

## Оптические свойства

$N_p$	—	—	—	1,621	1,624	1,598	—
$N_g - N_m$	1,646 - 1,638	1,642 - 1,633	1,630 - 1,618	1,678	1,679	1,644	1,635
$N_g - N_p$	—	—	—	0,057	0,055	0,046	—
	Цвет коричневый, плеохроизм сильный, 2V малый, иногда почти одноосный	Цвет зеленовато-бурый, плеохроизм $N_g - N_p$ — светло-зеленоватый	Цвет зеленоватый, плеохроизм слабый. Участками переходить в изотропный хлорит	—	—	—	—

## Удельный вес

$d$	2,99 - 2,92	2,80 - 2,92	2,80 - 2,67	—	—	—	—
-----	-------------	-------------	-------------	---	---	---	---

Компонент	Химический состав						
SiO <sub>2</sub>	28,93	28,15	—	34,97	38,13	—	—
TiO <sub>2</sub>	1,33	0,75	—	5,64	4,79	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,05	17,51	—	15,30	15,88	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	13,67	—	2,81	18,88	—	—
FeO	20,19	9,22	—	21,23	2,99	—	—
CaO	1,31	0,39	—	1,09	1,22	—	—
MgO	11,44	10,55	—	8,83	4,92	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,18	0,17	—	0,27	0,46	—	—
K <sub>2</sub> O	3,30	1,46	—	7,17	3,66	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	11,81	—	3,03	6,70	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	4,39	—	0,31	2,38	—	—

Примечание. I — образцы, изученные авторами, II — образцы Дж. Уолкера.

Рентгеноструктурное изучение биотитов I, II и III позволило установить, что одно из основных направлений эпигенетического изменения этого минерала связано с его хлоритизацией. Хотя биотит I оптически изменен сравнительно слабо, в его составе наряду с биотитом присутствует заметное количество хлорита. Целочисленная серия базальных рефлексов с  $d_{(001)} \cdot l = 14 \text{ \AA}$  не изменялась после различных обработок биотитовых пластинок. Концентрация хлорита возрастает от биотита I к биотиту III, где его содержание становится преобладающим.

Второй исключительно важный результат изучения биотитовых пластинок разной степени разложивности состоял в том, что наряду с хлоритизацией биотита в продуктах его разложения присутствует заметное количество иллита, наличие которого фиксировалось по одновременному присутствию на рентгенограммах серии базальных отражений с  $d_{(001)} = 10 \text{ \AA}$  и  $d_{(060)} = 1,500 \text{ \AA}$ . Иногда этот рефлекс был связан фоном повышенной интенсивности с отражением 060 биотита.

Таблица 3

Микрозондовый анализ обломочных биотитов и образовавшихся на их основе иллитов и хлоритов [Aldahan, Morad, 1986]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	33,22	28,34	37,20	31,40	50,41	44,33	29,67	27,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	17,00	23,30	19,42	28,09	29,76	17,76	18,12
FeO	22,08	25,66	19,42	26,78	4,16	7,95	24,41	32,76
MgO	9,74	10,28	4,36	4,38	2,55	1,68	12,33	6,68
K <sub>2</sub> O	6,14	2,40	4,50	2,68	5,22	6,82	0,49	0,80
TiO <sub>2</sub>	2,22	1,46	0,20	0,43	0,28	0,35	0,07	0,31
MnO	0,36	0,35	0,37	0,29	0,15	0,10	0,39	0,30
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,09	0,07	0,04	0,10	0,07	0,06	0,04
Сумма	89,06	85,58	89,42	85,82	91,05	91,09	85,23	86,03
Si	2,73	2,45	2,89	2,70	3,41	3,09	3,15	2,98
Al <sub>IV</sub>	1,27	1,55	1,11	1,30	0,59	0,91	0,85	1,02
Al <sub>VI</sub>	0,20	0,18	1,03	0,66	1,65	1,54	1,37	1,34
Fe	1,52	1,85	1,26	1,92	0,23	0,46	(1,62 +	(2,27 +
Mg	1,19	1,32	0,50	0,56	0,26	0,17	0,54)*	0,75)*
Ti	0,14	0,10	0,01	0,03	—	—	1,95	1,10
ΣR	3,05	3,45	2,80	3,17	2,14	2,17	5,48	5,46
K	0,64	0,26	0,44	0,29	0,45	0,61	—	—

\* в скобках указана сумма (Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>).

Примечание: Обр. 1—4 — биотиты; 1,2 — образцы формации Визингэ; 3, 4 — образцы формации Дала; обр. 5, 6 — иллиты; 5 — формация Визингэ, 6 — формация Дала; обр. 7, 8 — хлориты; 7 — формация Визингэ, 8 — формация Дала.

Динамика перестройки структуры биотита в 1963 г. представлялась авторам следующим образом. Переход Fe<sup>2+</sup> в Fe<sup>3+</sup> создает избыток положительных валентностей, которые в 2 : 1 слоях биотита компенсируются за счет удаления из межслоевых позиций наименее прочно связанного K<sup>1+</sup>, а из октаэдров — части Mg<sup>2+</sup>, и, очевидно, железа. В условиях слабого водообмена и относительно высокого содержания (OH) в растворе вместо катионов K в межслоевых промежуточных формируются бруситовые слои. В результате образуется хлоритовый минерал, роль которого возрастает по мере возрастания степени разрушенности биотита.

Переход Fe<sup>2+</sup> в Fe<sup>3+</sup> и удаление части Mg и Fe из октаэдрических позиций с заменой на катионы Al приводит к появлению диоктаэдрического иллита.

Следует подчеркнуть, что после работы авторов в течение длительного времени изучение преобразований обломочного биотита в осадочных породах фактически не проводилось. Большинство работ было направлено на выяснение поведения биотитов в изверженных и глубокометаморфизированных породах, а также в обстановках выветривания. И лишь недавно появились исследования химизма и природы превращений обломочного биотита в терригенных породах [White et al., 1985; Aldahan, Morad, 1986], выполненные на качественно новом уровне, которые подтвердили основные выводы авторов, сделанные ими 25 лет назад.

А. Алдахан и С. Морад [Aldahan, Morad, 1986 a,b] применили метод рентгеновского микрозондового анализа для изучения пластинок биотита, выделенных из песчаников верхней (песчаники Дала) и средней (песчаники группы Визингэ)

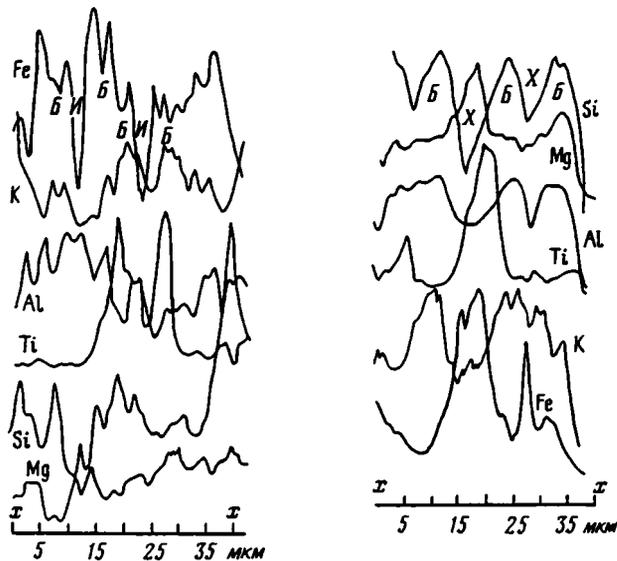


Рис. 18. Распределение химических элементов между биотитом и иллитом (слева) и биотитом и хлоритом (справа) по данным локального рентгеноспектрального анализа [Aldahan, Morad, 1986a]

И — иллит, Б — биотит, Х — хлорит

протерозойской формации в центральной и южной частях Швеции соответственно. Авторам удалось наблюдать в индивидуальных пластинках переслаивание зон биотита с зонами хлорита и иллита, а также определить химический состав каждой из этих фаз. В табл. 3 приведены усредненные по нескольким точкам химические составы двух типов биотитов. В первом типе (обр. 1, 3) относительно высокое содержание  $K_2O$ , пониженное содержание  $FeO$  и сумма октаэдрических катионов в расчете на ф.е. равна 3 или меньше. Сканирование в направлении, поперечном спайности, в зернах такого состава выявило чередование двух фаз: биотита и иллита, резко отличающихся друг от друга по содержанию  $Mg$ ,  $Fe$  и  $Al$  (рис. 18). Толщина иллитовых зон, встречающихся как прорастания в матрице биотита, обычно порядка 5 мкм. Из данных табл. 3 видно, что иллиты из обоих песчаников (обр. 5,6) имеют фенгитовый состав, существенно меньшую степень замещения  $Si$  на  $Al$ , чем биотиты. Поскольку сумма октаэдрических катионов в расчете на ф.е. больше 2 при относительно низком содержании  $K$ , то можно предполагать, что в основную матрицу из иллитовых слоев "внедрено" какое-то количество слоев хлорита (или биотита). Прорастание иллитовых и хлоритовых слоев на субмикроскопическом уровне ранее было продемонстрировано в работе Д. Веблена и Дж. Ферри [Veblen, Ferry, 1983].

Биотиты второго типа (обр. 2, 4) отличались очень низким содержанием  $K$ , высокой степенью железистости при сумме октаэдрических катионов в расчете на ф.е., значительно превышающей 3. Сканирование электронного пучка поперек таких зерен выявило в них переслаивание зон биотита и хлорита шириной порядка 1—3 мкм. Химический состав хлоритов и соответствующие структурные формулы (обр. 7, 8) приведены в табл. 3. Хлориты отличаются высокой концентрацией катионов  $Fe$  и  $Mg$ . Небольшое количество  $K$  в составе хлоритовой части пластинок обусловлено, по-видимому, переслаиванием на более тонкой ангстремовой шкале слоев хлорита и иллита (или биотита). А. Алдахан и С. Морад [Aldahan, Morad, 1986a] подчеркивают, что пропорции и состав хлорита и иллита в изученном биотите широко изменяются от зерна к зерну даже в пределах одного и того же шлифа. В некоторых зернах биотита преобладает хлорит, в других —

иллит. Эти данные свидетельствуют о широкой изменчивости физико-химических условий в микроучастке, хотя некоторые общие особенности состава хлорита и иллита отражают термодинамические параметры среды. Например, степень замещения Si на Al в иллите ниже в относительно слабоизмененных, а следовательно, более низкотемпературных песчаниках. Эффекты прорастания биотита с хлоритом и иллитом описаны С. Уайтом с соавторами [White et al., 1985]. Все эти данные подтверждают вывод авторов о том, что биотиты, обычно имеющие политип 1М, могут служить не просто поставщиком К, но и матрицей для формирования 1М иллита [Коссовская и др., 1963].

Чрезвычайно важным обстоятельством является то, что диоктаэдрическая слюда 1М появляется в качестве самостоятельной фазы на очень ранних этапах изменения обломочных пластинок биотита. Таким образом, одним из источников формирования диоктаэдрических гидрослюд 1М в осадочных породах может быть биотит — минерал, гораздо шире распространенный в кристаллических породах, чем мусковит.

Изменения биотита в собственно морских условиях протекают, по видимому, иначе. Из литературы широко известно явление глауконитизации биотита. В.И. Муравьев и Б.И. Воронин установили, что начальный этап изменения биотита при переходе в глауконит также сопровождается появлением хлорита. Замещение глауконитом происходит с торцевых участков и распространяется по трещинкам спайности внутрь расщепленных зерен. Этому процессу сопутствует общее изменение габитуса чешуек, расщепляющихся на отдельные волокна. Часть кремнезема концентрируется во внутренних зонах зерен, образуя линзы халцедоноподобного вещества, плавно переходящего в глауконитизированные участки.

#### Поведение биотита при выветривании

В литературе имеется много работ, посвященных изучению процессов выветривания биотита и их моделированию в лабораторных условиях. Основной итог этих исследований сводится к тому, что при выветривании биотитов образуются серии смешанослойных биотит-вермикулитов, завершающиеся их вермикулитизацией, а также каолинит, окислы железа, алюминия и титана. Формирование тех или иных конечных фаз могло зависеть как от физико-химических условий выветривания, так и от разного состава растворов. Рассматривая вопросы, связанные с механизмом вермикулитизации биотитов, К. Норриш [Коссовская и др., 1963] высказал предположение о существенной роли окисления Fe на начальном этапе, обуславливающим удаление катионов К из структуры. Однако лабораторные опыты показали, что безжелезистый флогопит трансформируется в смешанослойные фазы и вермикулит точно так же, как и биотиты. В.А. Дриц [Drits, 1969] и К. Норриш [Norriish, 1973] отметили слабую связь К с базальными анионами структуры биотита и роль ориентации (ОН) групп, обуславливающих относительную легкость удаления К из структуры биотита и формирование упорядоченных смешанослойных структур.

Исключительно тщательные и детальные исследования, посвященные выявлению закономерностей преобразования биотитов в вермикулит, были выполнены Ю.С. Дьяконовым [1981]. Основные результаты, полученные этим автором, сводятся к следующему: 1) концентрация вермикулитовых слоев ( $W_b$ ) изменяется только от 0 до 50%. Смешанослойные биотит-вермикулиты (гидробиотиты) с  $W_b > 50\%$  не были обнаружены; по-видимому, при достижении этой концентрации скачком образуется мономинеральный вермикулит; 2) наиболее распространены две группы гидробиотитов со значениями  $W_b$ , колеблющимися в пределах 0—15 и 30—50%; 3) независимо от концентрации  $W_b$ , два вермикулитовых слоя, как правило, рядом не встречаются; 4) при небольших значениях  $W_b$  два

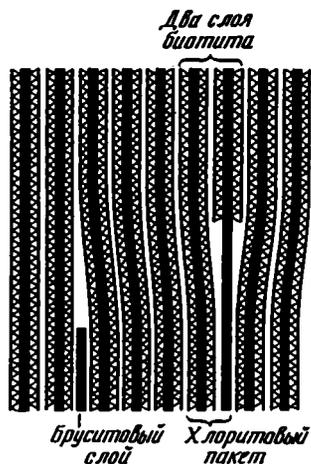


Рис. 19. Схема, иллюстрирующая образование хлоритовых (вермикулитовых) слоев в биотите за счет замещения бруситовым слоем межслоевого каллия или 2:1 слоя

вермикулитовых слоя отделены блоками толщиной восемь—десять слоев; 5) при  $W_b = 30+50$  в структурах превалируют сочетания  $BAV$  и  $BAAB$ , где  $A$  и  $B$  — биотитовые и вермикулитовые слои соответственно; 6) при  $W_b \approx 33\%$  обычно формируются почти упорядоченные структуры с последовательностью слоев типа  $AABAAB...$

Основные особенности строения гидробиотитов, эмпирически установленные Ю.С. Дьяконовым, недавно нашли подтверждение и весьма простое объяснение в работе Ю. Банфилда и Р. Эгглтона [Banfield, Eggleton, 1988]. Эти авторы изучали процесс выветривания биотитов методом электронной микроскопии высокого разрешения, используя фактически методический прием, который был применен нами при анализе продуктов эпигенетического изменения биотитов [Kossowskaya et al., 1963] и выветривания мусковитов [Коссовская, Дриц, 1971]. Суть этого приема заключается в том, чтобы реконструировать динамику процесса изменения минерала путем изучения индивидуальных частиц разной степени разложенности. Объектами исследования служили биотиты из трех профилей выветривания гранитоидных обнажений в горах Сноуви (Новый Южный Уэльс, Австралия). Свежие породы каждого профиля содержали, помимо биотита, плагиоклазы (от  $Al_{13}$  до  $Al_{50}$ ), калиевый полевой шпат и кварц. Акцессорными минералами были мусковит, апатит, монокит, циркон, турмалин и опал. Независимо от степени выветрелости пород образцы сохраняли текстуру исходного изверженного материала.

Анализ электронномикроскопических изображений позволил заключить, что преобразование биотита в вермикулит первоначально почти не затрагивает строения 2:1 слоев и сводится преимущественно к удалению катионов  $K$  из межслоев и к замене их молекулами воды и катионами  $Mg$ . На разных стадиях выветривания наблюдались ямки травления, углубляющиеся с краев внутрь частичек биотита на глубину до 1 мкм. Состав этих областей представлен в основном некристаллическим материалом и 12 или 14 Å слоистым силикатом. В более сильно выветрелых биотитах, кроме ямок травления, наблюдались смешанослойные структуры биотит-вермикулита. Характерно, что межслой биотита внутри кристалла нередко обрывались и переходили в межслой вермикулита, при этом 2:1 слои слегка изгибались, но сохраняли двумерную непрерывность. На электронно-микроскопических картинах было видно, что при относительно невысокой концентрации вермикулитовых слоев они отделены друг от друга пачкой из четырех—шести биотитовых слоев. Появление такого рода особенности явля-

ется естественным результатом эффекта сведения к минимуму напряжения, возникающего за счет увеличения объема при преобразовании 10 Å слюдястых слоев в 14 Å вермикулитовые. Именно с этим обстоятельством связано то, что вермикулитизация биотитовых межслоев начинается с противоположных краев кристалла и завершается внутри его, как показано на рис. 19. С увеличением степени выветрелости увеличивается содержание вермикулитовых межслоев и естественным оказывается упорядоченное чередование слоев по закону ААВААВ... В свете сказанного становится понятной и причина того, что два вермикулитовых слоя обычно вместе не встречаются.

Ю. Банфилд и Р. Эгглтон [Banfield, Eggleton, 1988] показали, что наряду с простой заменой биотитового межслоя на вермикулитовый существует и другой, менее распространенный механизм, когда вместо двух биотитовых слоев формируется один вермикулитовый. Освобождающиеся при этом катионы Mg, очевидно, могут служить источником образования вермикулитовых межслоев по первому механизму. Согласно мнению этих авторов, "пусковым крючком" реакции вермикулитизации служит не окисление  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$ , стимулирующее удаление в раствор межслоевого K, а замена K на оксоний  $H_3O^+$ . В результате биотитовый межслой становится "открытым" для проникновения в него молекул кислорода, окисляющего ионы  $Fe^{2+}$  и обуславливающего перераспределение октаэдрических и, вероятно, тетраэдрических катионов. Подчеркнем еще раз роль микронапряжений в формировании упорядоченного распределения биотитовых и вермикулитовых межслоев в смешанослойных структурах.

Другая линия преобразования биотита связана с процессами каолинитизации, параллельно с которыми происходит выделение окислов железа типа гетита. Формирование каолинита и гетита происходит путем синтеза из раствора внутри поровых пространств биотитовых частиц. Оба минерала образуют эпитаксиальные сростания с биотитовой матрицей без каких-либо смешанослойных фаз [Финько и др., 1972; Banfield, Eggleton, 1988].

#### Изменения обломочного мусковита в корах выветривания и осадочных породах

Структурные изменения мусковита при гумидном процессе разложения происходят принципиально иначе, чем у биотита. Авторы проследили этот процесс не только на материале тонких фракций, но, как и в случае биотита, на примере изучения в разной степени разложившихся "монокристаллических" чешуек мусковита [Коссовская, Дриц, 1971]. Объектом исследования послужили каолиновые глины и коры выветривания месторождения Новые Весы (Чехословакия) и каолиновые глины угленосной толщи Подмосковского бассейна, содержащие обильную примесь обломочного мусковита: отдельные прослойки в глинах почти нацело сложены крупными чешуйками мусковита. Исследованию были подвергнуты листочки мусковитов размером 1—2 мм различной степени разложившихся, разделенные по плотности на шесть фракций с интервалом плотностей от 2,85 до 2,50; изучение чешуек проводилось с использованием лауэграмм и рентгенограмм вращения. Кроме того, исследовались и различные размерные фракции от 100—10 до 0,1 мкм и меньше.

Изучение монокристаллов во фракциях с различными плотностями показало, что вопреки существовавшим в литературе представлениям при разложении мусковита не образуются промежуточные фазы, связанные с гидратацией минерала, т.е. ряд мусковит—иллит—диоктаэдрический вермикулит (смешанослойные фазы)—монтмориллонит практически не существует при переработке крупнокристаллического мусковита в результате процессов выветривания. Пластинки фракций с удельным весом 2,85—2,80 г/см<sup>3</sup> имеют показатель преломления на

Таблица 4

## Изменение мусковита при гумидном выветривании

Характеристика изменения по фракциям, мм	1—2				0,1—0,001		< 0,001
	2,80	2,80—2,70	2,70—2,55	2,55—2,50	2,50		
Плотность, г/см <sup>3</sup>	2,80	2,80—2,70	2,70—2,55	2,55—2,50	2,50		
Показатель преломления $N_{cp}$	1,593	1,588	1,585—1,583	1,575	1,565	1,565	1,565
Химический состав							
SiO <sub>2</sub>	—	44,61	—	44,81	—	47,90	46,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	34,92	—	38,5	—	35,95	37,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,30	—	0,88	—	1,03	1,38
FeO	—	0,84	—	0,5	—	0,38	0,38
MgO	—	0,08	—	0,03	—	—	—
CaO	—	1,29	—	0,31	—	—	0,44
Na <sub>2</sub> O	—	0,73	—	0,32	—	0,11	0,08
K <sub>2</sub> O	—	9,41	—	3,74	—	0,78	1,50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	6,04	—	9,29	—	11,68	11,59
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,21	—	0,68	0,82
Фазовый состав, %							
Слюда	100	80	70	35	Следы	10—15	10
Каолинит	—	20	30	65	100	75—85	80—90
14 Å минерал	—	—	—	—	—	10—15	5—10

базе  $N_{cp} = 1,588$  и представлены неизменным мусковитом, а с удельным весом меньше  $2,50$  г/см<sup>3</sup> ( $N_{cp} = 1,565$ ) — эпитактической псевдоморфозой кристалликов каолинита по мусковиту (табл. 4). Во всех промежуточных фракциях присутствует мусковит и каолинит с последовательным увеличением содержания последнего по мере снижения удельного веса фракции. Постепенное уменьшение среднего показателя преломления  $N_{cp}$  пластинок в интервале  $1,588—1,565$  является результатом не гидратации минерала, а усреднения показателей преломления каолинита и мусковита пропорционально содержанию слоев каждого из них в пластине ( $N_{cp} = N_k C_k + N_m C_m$ , где  $N_k C_k$  и  $N_m C_m$  — показатели преломления и объемные концентрации каолинита и мусковита), т.е. здесь мы имеем дело как бы с "оптически смешанослойными" образованиями [Дриц и др., 1966]. Данный процесс естественно отражается в изменении химического состава исследованных минералов (см. табл. 4). Никаких следов  $14 \text{ \AA}$  минералов или каких-либо переходных фаз не обнаружено.

Интенсивность процесса каолинитизации возрастает при диспергации материала. Во фракциях  $0,10—0,01$  и  $0,01—0,001$ , а также меньше  $0,001$  мм, выделенных из того же образца, что и крупные пластины, каолинит составляет основную часть. Содержание слюды уменьшается от более крупных фракций к тонким. В тонких фракциях было обнаружено до  $10—15\%$  переходных фаз, представленных чаще всего  $14 \text{ \AA}$  минералом типа диоктаэдрического вермикулита и в редких образцах — смешанослойным образованием слюда-монтмориллонит с небольшим числом разбухающих межслоев. Так как содержание этих фаз ничтожно, то совершенно очевидно, что гидратация не является основной линией разложения мусковита. С начальных этапов процесса гумидного разложения идет постепен-

ное разрушение 2:1 слоев слюды и образование 1:1 слоев каолинита. Электронно-микроскопические методы вакуумного декорирования, примененные к изучению структурных изменений мусковита при выветривании, однозначно свидетельствовали в пользу представлений о прямом метасоматическом преобразовании мусковита в каолинит без образования каких-либо промежуточных разбухающих фаз [Финько и др., 1972; Чекин и др., 1977; Чекин, 1984].

Изменение мусковита в почвах может идти другим путем, когда под действием различных органических кислот из структуры мусковита интенсивно удаляются катионы калия, а межслоевые промежутки заполняются молекулами воды и, возможно, гидроокисью алюминия.

В условиях морской седиментации мусковит очень устойчив. Присутствие любых неизменных поздним эпигенезом—метагенезом в глинистых породах слюд политипной модификации  $2M_1$  является надежным индикатором их обломочного происхождения. Иногда в морских песках и песчаниках наблюдается глауконитизация пластинок обломочного мусковита наряду с другими обломочными компонентами.

Полученные результаты позволяют сделать заключение о том, что мусковиты  $2M_1$  кристаллических пород, испытавшие выветривание, не могут служить основным источником обломочных деградированных иллитов и гидрослюд модификации  $1M$  и  $1Md$  в осадочных породах. Таким образом, возникает до некоторой степени парадоксальная ситуация, когда наиболее распространенная в осадочных породах континентальных блоков группа иллитов—  $Al$ -гидрослюд генетически труднее всего диагностируема, особенно в породах, не переработанных процессами позднего эпигенеза. Редкость мономинеральных иллитов усугубляет сложность расшифровки генезиса этих минералов. Проблема осложняется и тем, что иллиты и гидрослюды терригенных пород могут представлять гетерогенные смеси, оценивать в которых долю обломочной, трансформированной и новообразованной составляющих крайне затруднительно. Не менее сложно учесть степень "гомогенизации" первичного вещества слюд под влиянием окружающих условий. Исключение составляют цементы песчаных пород, микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение которых часто позволяет выявить новообразованный характер слюdistых минералов.

В последние 15—20 лет накоплен обширный новый как геологический, так и экспериментальный материал по синтезу и выяснению пределов стабильности различных политипных модификаций  $Al$ -гидрослюд и иллитов. Стало все более очевидным, что прежние представления об определяющем вкладе обломочного иллита в состав терригенных пород не всегда являются обоснованными. Иллиты характеризуются комплексом определенных кристаллохимических признаков, свидетельствующих о том, что они не могли возникнуть за счет высокотемпературных слюд изверженных и метаморфических пород [Kossovskaya, Drits, 1970].

Важную роль в пересмотре взглядов на обломочный генезис гидрослюд сыграла серия экспериментальных работ Б. Вельде [Velde, 1965]. Прежде всего он установил, что диоктаэдрические слюды  $2M_1$  являются не только высокотемпературными образованиями. Ему удалось синтезировать эту модификацию слюды при температуре в  $125^\circ$  и давлении 4500 атм. Было показано также, что при идеальном мусковитном составе это единственная стабильная модификация. Слюды  $1M$  и  $1Md$  при подобном составе метастабильны. Широкая распространенность политипов  $1M$  и  $1Md$  в осадочных породах может быть связана, по мнению Б. Вельде, либо с отклонениями их состава от идеального мусковитового (в частности, с постоянным присутствием  $Fe$  и  $Mg$ ), либо с ранней кристаллизацией метастабильных продуктов в соответствии с правилом Освальда.

Б. Вельде также экспериментально показал легкость преобразования каолинита в слюду типа  $1Md$  в присутствии содержащих  $K$  минералов и высказал

предположение о возможном широком распространении данного процесса в природе.

Весьма интересные материалы, свидетельствующие о генетическом и кристаллохимическом своеобразии иллитов, были экспериментально получены А. Ризманом и У. Келлером [Reesman, Keller, 1967]. Эти авторы использовали эталонные образцы иллитов. Значения свободной энергии, рассчитанные по данным ионного растворения этих образцов, оказались очень близкими между собой. Кроме того, было показано, что термодинамическая устойчивость иллитов различного генезиса иногда даже превышает устойчивость мусковита. На основании полученных данных А. Ризман и У. Келлер пришли к заключению, что при процессах осадкообразования, диагенеза и последующего эпигенеза происходит как бы гомогенизация состава иллитов и независимо от их первичного происхождения (обломочного или аутигенного) возникает устойчивая фаза, обладающая минимальной свободной энергией и относительно узкими рамками вариаций химического состава. В свете этих данных показательные наблюдения по превращению обломочного мусковита в серицит по мере увеличения глубины залегания при температурах до 280°C. С. Макдовелл и В. Элдерс [McDowell, Elders, 1980] анализировали продукты изменения обломочного мусковита из пород геотермального поля Салтон-Си. Эти авторы установили следующую последовательность фазовых переходов с увеличением температуры: мусковит—серицит—фенгит—мусковит. И. Никот [Nicot, 1981] установил аналогичную трансформацию мусковита в иллит в метаморфических докембрийских породах, расположенных в северо-западной части штата Монтана (США). Иллитизация мусковитов свидетельствует о том, что в определенных термодинамических условиях иллит является более стабильной фазой, чем мусковит.

#### ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ СЛЮДИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Для анализа геокристаллохимических особенностей слюд был применен тот же методологический подход, который мы использовали для характеристики геокристаллохимии смектитов [Дриц, Коссовская, 1990]. Ранее авторами было показано, что одним из выразительных параметров, позволяющих выделять различные типы слюд, является степень их железистости  $K_{Fe^{3+}}$  [Коссовская, Дриц, 1971, 1975]. В зависимости от этого параметра анализировались значения нескомпенсированных зарядов в тетраэдрических и октаэдрических сетках, а также в 2:1 слоях.

На графике зависимости  $K_{Fe^{3+}}$  от содержания катионов Al в тетраэдрах (в расчете на ф. е.) были выделены поля слюдистых минералов из осадочно-терригенно-хемогенных комплексов, подвергавшихся и не подвергавшихся глубоким постседиментационным изменениям (рис. 20). По степени железистости обособлялись глаукониты, Fe-иллиты и семейство алюминиевых слюд и гидрослюд, которое также подразделялось на подгруппы в зависимости от их генезиса. Для минералов, не измененных эпигенезом, характерны относительно низкие значения тетраэдрического заряда. Не менее резко отличаются слюдистые минералы гидротермального генезиса. Для слюд ряда рудных гидротермальных месторождений, связанных с метасоматическими изменениями различных типов кислых магматических и метаморфических пород (грейзены, "березитовиты", рудные месторождения Японии типа Куроко и др.), характерны очень низкие содержания  $Fe^{3+}$  и двухвалентных катионов в октаэдрических сетках 2:1 слоев при широких вариациях величин тетраэдрического заряда. Это предельно "чистые" алюминиевые слюдистые минералы.

Слюдистые минералы, образующиеся при преобразовании средних и основных магматических пород, имеют на рис. 20 собственное поле составов. Они

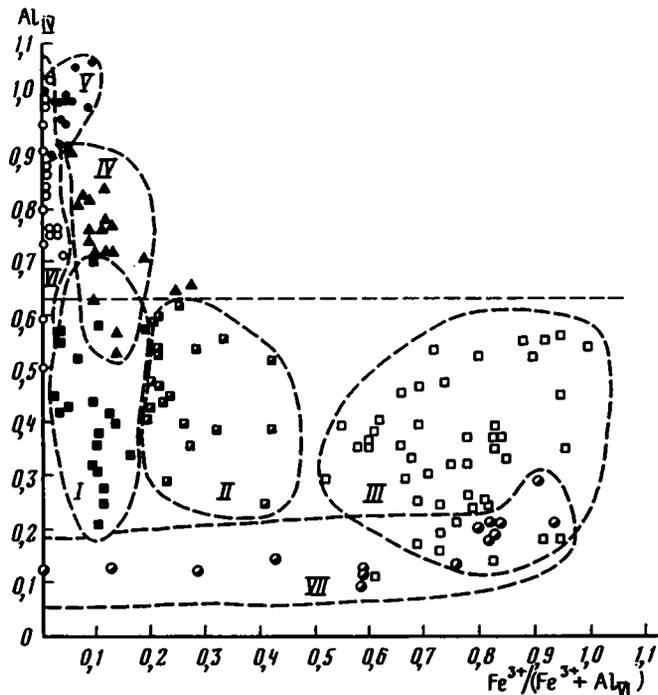


Рис. 20. Геокристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слоистых минералов  
 I — поле Al-гидрослюд и иллитов политипной модификации 1M—1Md, неизмененных эпигенезом;  
 II — феррилиты; III — глаукониты; IV — Al-иллиты политипных модификаций 1M—1Md из  
 эпигенетически измененных пород; V — Al-иллиты и серициты из пород начальных стадий ме-  
 таморфизма; VI — Al-иллиты гидротермального генезиса; VII — лейкофиллиты и селадониты

отличаются низким тетраэдрическим и высоким октаэдрическим зарядами и широким диапазоном степени железистости. Среди них выявился ряд от лейкофиллита до селадонита.

Соотношение между величиной октаэдрического и суммарного слоевого зарядов оказалось важной характеристикой, позволяющей отделить фенгиты, свойственные метаморфическим комплексам высоких давлений, от серицитов и иллитов регионального эпигенеза — начального метаморфизма постепенного возрастания температур. Эта особенность является важной для диагностики характера преобразования пород, предшествующих появлению собственно метаморфических фаций типа Бэрроу или Санбагава.

Накопление нового материала существенно дополнило, а в ряде случаев изменило наши представления о геокристаллохимических полях разных групп слоистых минералов. Например, в поле Fe-иллитов, помимо слоистых минералов из эвапоритовых отложений, оказались, с одной стороны, глобулярные Fe-иллиты или Al-глаукониты разного возраста и разной степени вторичных изменений, а с другой — Fe-иллиты и гидрослюды из различных карбонатсодержащих пород терригенно-осадочного комплекса. Все это в какой-то степени усложнило индикаторность кристаллохимических характеристик Fe-иллитов, поскольку оказалось, что в ряде случаев близкими кристаллохимическими особенностями обладают слоистые минералы, связанные с различными типами пород. Ниже будет показано, насколько важно в этих условиях анализировать парагенетические минеральные ассоциации.

Трудности, связанные с генетической интерпретацией слоистых минералов и

соответственно с установлением их индикаторных характеристик, определяются также и тем, что во многих случаях авторы, описывающие мономинеральные образования слюд, не дают четкой геологической характеристики изученных объектов и не приводят детального описания петрографического состава вмещающих пород. Тем не менее анализ имеющегося материала свидетельствует о возможности установления индикаторных характеристик слюдястых минералов на основе изучения их кристаллохимических и генетических особенностей.

Ниже приводится характеристика геокристаллохимических полей, в которых распределены разные генетические группы слюдястых минералов и обсуждается специфика условий их образования.

### Семейство высокоалюминиевых слюдястых минералов

Это семейство объединяет слюдястые минералы, в структуре которых катионы Al преобладают над остальными типами октаэдрических катионов. Общей особенностью составов этих минералов являются относительно низкие значения степени железистости, определяющиеся условием  $K_{Fe^{3+}} = 0,2+0,25$ . Данное семейство объединяет слюдястые минералы, отличающиеся чрезвычайно большим разнообразием генезиса, структурных особенностей и химического состава. В пределах этого семейства можно выделить следующие группы минералов и минеральных разновидностей, которые отличаются друг от друга кристаллохимическими и генетическими характеристиками:

- Al-иллиты, серициты и гидрослюды близкого к ним состава, широко распространенные в гидротермальных метасоматитах, связанных с ореолами полиметаллических и других месторождений. В собственно осадочных терригенных комплексах мономинеральные Al-иллиты встречаются относительно редко;

- иллиты и гидрослюды, широко распространенные в кластогенных, осадочных и метаморфизованных породах, по кристаллохимическим и отчасти генетическим признакам их можно подразделить на две подгруппы: а) гидрослюды, значения общеслоевого заряда в которых изменяются от 0,55 до 0,75 в расчете на ф.е.; б) иллиты, у которых суммарный заряд слоев варьирует от 0,75 до 0,9 в расчете на ф.е. В свою очередь, в каждой подгруппе выделяются слюдястые минералы с относительно высоким и низким содержанием фенгитовой составляющей;

- фенгиты, часто приуроченные к метаморфизованным кластогенным породам. Их присутствие обычно связывают с обстановками высоких давлений и относительно низких температур; этот же эффект может быть обусловлен составом вмещающих пород.

- фенгитовые мусковиты, широко распространенные в различных регионально метаморфизованных породах вплоть до амфиболовой фации;

- мусковиты, связанные с первично алюминиевыми как метаморфическими, так и гидротермально преобразованными породами;

- лейкофиллиты, представляющие собой своеобразные разновидности Al—Mg-слюд, генетически обособленные от описанных выше. Они обычно приурочены к породам преобразованной щелочной вулканокластике и наиболее широко распространены в вулканокластических прослоях эвапоритовых формаций.

Отметим, что кристаллохимические поля, выделенные для перечисленных групп и подгрупп минералов, частично перекрываются по их генетическим признакам. Это определяется влиянием разнообразных факторов, среди которых наряду с  $T$ ,  $P$  и химизмом среды определяющее значение может иметь первичный состав вмещающих пород. Обсудим более детально выделенные группы слюдястых минералов.

Данное семейство минералов особенно широко распространено в аргиллитизированных гидротермально измененных породах, с которыми связаны различные типы рудных месторождений, а также в определенных обстановках активных геотермальных полей. Слюдистые минералы из гидротермально-метасоматических формаций изучены на примере кварц-серицитовых метасоматитов, серицитолитов и вторичных кварцитов Рудного Алтая, околорудных березитов Урала, Средней Азии, Казахстана и других регионов СССР [Омельяненко и др., 1982]. Многочисленные работы посвящены кристаллохимии, политипии и геологическим условиям нахождения гидротермальных слюдястых минералов из золоторудных близповерхностных месторождений, а также из колчеданных, полиметаллических, молибденовых, урановых и других месторождений. Весьма детально эта группа минералов описана для ряда метасоматитов, связанных с гидротермальными месторождениями полезных ископаемых Японии [Inoue, Utada, 1983; Yamamoto, 1967; Tognaschi, 1979].

Как видно на рис. 20, основное отличие составов иллитов и гидрослюд гидротермального генезиса состоит в исключительно низкой степени железистости (как правило,  $K_{Fe^{3+}} \leq 0,05$ ) и широкой изменчивости в замещении Si на Al в тетраэдрах. Доля фенгитовой составляющей в этих слюдах ( $Mg + Fe^{2+}$ ) обычно составляет 20—50% [Коссовская, Дриц, 1971, 1975].

Политипное разнообразие слюдястых минералов гидротермальных метасоматитов. Отличительной особенностью слюдястых минералов гидротермального генезиса является то, что они представлены почти всеми известными в природе политипными модификациями:  $1Md$ ,  $1M$ ,  $2M_1$ ,  $2M_2$ , и  $3T$ . Очевидно, что появление той или иной модификации отражает физико-химические условия их образования и по этой причине они могут рассматриваться как индикаторные характеристики слюд.

В литературе получила широкое признание концепция, по которой увеличение температуры, давления и времени существования сопровождается политипным преобразованием по схеме  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$  и что  $2M_1$  является единственной стабильной политипной модификацией слюд мусковитового состава. Имеющийся в настоящее время литературный материал свидетельствует о том, что температура является одним из важных, но не единственным фактором, контролирующим появление той или иной модификации. Наиболее распространены среди гидротермальных метасоматитов политипы  $1Md$ ,  $1M$ ,  $2M_1$  и их смеси. Политипные модификации  $2M_2$  и  $3T$  встречаются редко и причины их появления до сих пор окончательно не выяснены.

Закономерности распределения различных политипов слюдястых минералов в гидротермально-метасоматических формациях изучались многими авторами [Омельяненко и др., 1982; Tognaschi, 1979; Beaufort, Mennier, 1983].

На основе обобщения представительного фактического материала, охватывающего результаты изучения целого ряда близповерхностных рудных месторождений О. В. Русинова [1968] заключила, что для них типоморфное значение имеют серициты и гидрослюды политипной модификации  $1Md$  и  $1M$ , особенно характерные для кварц-адуляровых ассоциаций. Политипная модификация  $2M_1$  значительно распространена лишь в тех близповерхностных месторождениях, где проявились после- или внутрирудная магматическая деятельность или высокотемпературные процессы. Например, зоны пирит-кварц-серицитовых метасоматитов, содержащие слюдястый политип  $1M$ , иногда секутся интрузией амфиболовых диоритов. В результате прогрева вокруг интрузии породы содержат слюдястый политип  $2M_1$ , образовавшийся, очевидно, в результате перекристаллизации политипа  $1M$ . Причиной появления в одном и том же образце смеси

политипов 1M и 2M<sub>1</sub> является локальный прогрев пород при внедрении даек и скарнировании. Особенно характерны смеси этих политипов для ассоциаций, богатых сульфидами.

Приуроченность политипов 2M<sub>1</sub> слюдистых минералов к высокотемпературным метасоматитам или их расположение вблизи рудных тел отмечается в работе Б.И. Омеляненко с соавторами [1982]. Эти авторы установили, что, как правило, серициты из околорудных (не близповерхностных) метасоматитов представлены смесью политипов 1M и 2M<sub>1</sub> при преобладании последнего. На ряде месторождений (например, Березовском) серициты представлены только модификацией 2M<sub>1</sub>. Характерно, что во многих случаях однородность серицитов свидетельствует об одностадийности образования этих политипов. Следовательно, политипы 2M<sub>1</sub> могут образовываться как путем прямой кристаллизации в результате высокотемпературной гидротермальной активности, так и при преобразовании 1M → 2M<sub>1</sub> в соответствии с правилом Освальда, что свидетельствует о незавершенности процесса.

Очень детальное изучение распространенности слюдистых политипов проведено Ю.Тогаши [Togashi, 1979] на примере месторождения каолиновых глин Итая, расположенного в южной части префектуры Ямагата и являющегося одним из самых купных гидротермальных месторождений глин Японии. Задача состояла в выяснении взаимосвязей между структурными особенностями серицитов и многоактными процессами гидротермального изменения пород. Исследованное месторождение было первоначально сформировано в результате кислого вулканизма, имевшего место в миоцене, а затем подвергалось серии вторичных гидротермальных воздействий в четвертичный период (в позднем плейстоцене) активного вулканизма андезитового типа. Серициты оказались продуктами миоценовой гидротермальной активности, широко распространенными в зонах изменения пород этого периода. Вторичная, более поздняя гидротермальная активность сопровождалась обычно разрушением серицита при параллельном формировании алунита, и лишь в некоторых низкотемпературных обстановках серицитам удалось сохраниться от разложения. В результате проведенных исследований оказалось, что 1M политипы серицитов преобладают на всей площади пород, гидротермально измененных в миоцене. Политипная модификация 2M<sub>1</sub>, а иногда и 2M<sub>2</sub>, встречены в основном в центральных частях месторождения, где гидротермальная деятельность была наиболее интенсивной. Весьма интересным фактом оказалась приуроченность 1Md политипа с высокой степенью структурного беспорядка к зонам интенсивной пиритизации, имевшей место, по-видимому, на последней стадии изменений пород в миоценовую эпоху. Ю. Тогаши породы миоценового возраста обозначил типом I, подразделив их на четыре подтипа (Ia, Ib, Ic, Id) в зависимости от ассоциации основных минералов (рис. 21), а среди пород, подвергшихся вторичным гидротермальным изменениям, выделен тип II, связанный с формированием силифицированных даек, содержащих обломки измененных миоценовых туфов. Отмечено закономерное распределение политипных модификаций для каждого типа пород. Зоны мономинеральных политипов 2M<sub>1</sub> и 2M<sub>2</sub> наблюдались только в кварц-серицит-каолининовой ассоциации (подтип Ia) пород, локализованных в центральных частях месторождения. Видно также последовательное увеличение политипов 1M и уменьшение 2M<sub>1</sub> по направлению к внешним участкам от рудного тела (от подтипа Ia к подтипу Ib). Периферийные участки месторождения (подтип Ib) представлены в основном модификацией 1M. Таким образом, приведенные данные наглядно иллюстрируют вывод о том, что появление того или иного политипа или их смесей в существенной степени определяется (при одном и том же исходном составе пород) интенсивностью их гидротермальной переработки.

Тип изменений / Минералы	I				II	III	IV	
	а	б	в	г			а	б
Кварц	■	■	■	■	■	■	■	■
Опал					■	■	■	■
Кристобалит					■	■	■	■
Тридимит							■	■
Алунит				■	■	■	■	■
Каолинит	■	■	■	■				■
Дискит								■
Серицит	■	■	■	■	■	■	■	■
Монтмориллонит						■	■	
Хлорит		■	■	■				
К-полевого шпат			■	■	■	■	■	
Кальцит						■	■	
Сидерит						■	■	
Пирит	■	■	■	■	■	■	■	■
Природная сера							■	■

Рис. 21. Распределение ассоциаций минералов в зависимости от типа гидротермально измененных пород месторождения Итая (Япония)

I — гидротермально измененные породы позднемиоценового возраста (7,2 млн лет); II, III — вторично гидротермально измененные породы в период позднего плиоцена; II — формации силифицированных даек, III — монтмориллонитовые отложения; IV — вторично измененные серицитизированные миоценовые туфы [Togashi, 1979] (пояснения см. в тексте)

Политипные модификации  $2M_2$  и  $3T$  встречаются в составе гидротермальных метасоматитов значительно реже, чем  $2M_1$  и  $1M$ , и причины их появления нуждаются в дальнейшей изучении. В этой связи заслуживают внимания результаты экспериментального изучения условий синтеза политипа  $3T$ , полученные Ц. Варшой [Warshaw, 1959]. Эта модификация возникала при гидротермальной обработке геля иллитового состава, содержащего 0,7 моля К на  $O_{10}(OH)_2$ , в температурном интервале  $375-500^\circ C$ . При дальнейшем увеличении температуры (от  $500$  до  $600^\circ C$ ) формировался политип  $1M$ . При использовании геля мусковитового состава в температурном интервале от  $375$  до  $600^\circ C$  образовывался лишь политип  $1M$ . Из этих данных как будто следует вывод, что для модификации  $3T$  предпочтительнее относительно низкие температуры (и, возможно, высокие давления) и фенгитовый состав 2:1 слоев.

В природных условиях политипная модификация  $3T$  гидротермального генезиса встречена А. Ииджимы [Iijima, 1964] в рудных месторождениях Куроко-типа (Япония) и Д. Хортоном [Horton, 1983] в измененных аргиллитовых породах, связанных с жильными месторождениями аметистов (штат Колорадо, США). Д. Хортон наблюдал последовательный ряд  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow (1M + 3T) \rightarrow 3T$ , который развивался параллельно с уменьшением степени разбухаемости серицитов. Если считать, что степень разбухаемости серицитов зависит прежде всего

от температуры, то следует заключить, что приведенные данные не согласуются с экспериментальными результатами Ц. Варшоу.

Следует особо подчеркнуть то обстоятельство, что, по-видимому, во многих случаях слюды, диагностируемые по порошковым дифрактограммам как полилиты 3Т, в действительности относятся к политу типу 1М со статистически равновесным распределением катионов по доступным цис- и транс-октаэдрам. Правомомерность такого предположения следует из того факта, что ряд Al-иллитов гидротермального генезиса, первоначально описанных как политу тип 3Т, после их изучения С.И. Ципурским и В.А. Дрицем, оказались политу типами 1М с параметрами ( $c \cos \beta$ ) = 0,34 а.

Особенности распространения политу типа 2М<sub>2</sub> среди иллитов и серицитов были проанализированы В.Л. Русиновым и О.В. Русиновой [1976]. Оказалось, что, кроме шунгитовых сланцев, где он впервые был обнаружен [Дриц и др., 1966], этот политу тип найден в колчеданных месторождениях Армении и Японии, в золоторудных месторождениях Таскора и Белая гора. В рудно-колчеданных месторождениях политу типа 2М<sub>2</sub> обычно приурочена к участкам интенсивного метасоматоза и к рудам. В близповерхностных золоторудных месторождениях слюды 2М<sub>2</sub> развиты локально, иногда слагают агрегаты в кварц-сульфидных рудах, иногда приурочены к зонам поздней гидротермальной переработки вдоль тектонических нарушений. В.Л. Русинов и О.В. Русинова [1976] полагают, что появлению политу типа 2М<sub>2</sub> иллитов и серицитов благоприятствует среда более щелочная, чем та, в которой формируются политу типы 2М<sub>1</sub> слюды.

Особенности химического состава иллитов и серицитов разных политу типных модификаций. В литературе до сих пор активно обсуждается вопрос о связи политу типа с химическим составом диоктаэдрических калиевых слюд [Омельяненко и др., 1982]. Весьма часто слюды мусковитового состава представлены модификацией 2М<sub>1</sub>, фенгиты — 2М<sub>1</sub> и 3Т, лейкофиллиты — только 1М, а иллиты с дефицитом К — политу типом 1М. О.Р. Русинова обнаружила ряд особенностей химического состава у различных политу типов иллитов и серицитов гидротермального генезиса. Оказалось, что слюды, доля фенгитового компонента которых находится в пределах 30—70%, отличаются пониженным содержанием К в межслоях. В эту группу попадают политу типы 1М и 2М<sub>1</sub>. Однако среди политу типов 2М<sub>1</sub> широко представлены слюды как мусковитового, так и фенгитового состава, для которых характерен высокий слоевой заряд (от 1,0 до 0,85 в расчете на ф.е.) и, следовательно, высокая заполненность межслоевых позиций катионами К.

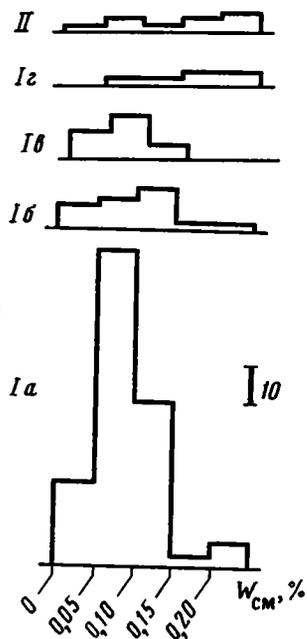
Политу типные модификации 2М<sub>2</sub> обеднены К независимо от степени фенгитизации. Однако какой-либо четкой зависимости между составом и расположением слоев в слюдах не устанавливается. Зная химический состав серицита или иллита, невозможно предсказать его политу типию, равным образом как на основании определения политу типной модификации нельзя определить их состав.

М.В. Слонимская с соавторами [1978] изучали серициты очень близкого состава, но относящиеся к трем разным модификациям 2М<sub>1</sub>, 1М и 2М<sub>2</sub>, обнаруженные в гидротермально измененных породах месторождения Белая Гора. Вместе с тем можно привести много примеров серицитов и иллитов, существенно разных по составу, но относящихся к одной политу типной модификации.

Очевидно, что хотя состав серицитов и влияет на появление той или иной модификации, определяющую роль играют физико-химические факторы, которые в известной степени контролируют и состав разных политу типов, в частности степень заполняемости межслоевых позиций калием.

**Взаимосвязь между политу типией и разбухаемостью иллитов и серицитов гидротермального генезиса.**

Рис. 22. Гистограммы распределения разбухающих слоев  $W_{см}$  в гидрослюдах из различного типа пород месторождения глин Итая (Япония) [Togashi, 1979]



Т. Ямамото [Yamamoto, 1967] одним из первых на примере изучения серицитов оруденения Росеки (Япония) выделил по степени гидратации четыре группы серицитов, отличающихся величиной межплоскостного расстояния первого малоуглового базального рефлекса: 10,00; 10,05; 10,2; 10,5 Å. Параллельно с увеличением  $d$  наблюдались изменения в составе серицитов, связанные с уменьшением  $K$  в межслоях и уменьшением  $Al$  в тетрадрах 2:1 слоев. По данным этого автора, серициты с  $d = 10,00 + 10,05$  Å характеризовались политипной модификацией  $2M_1$ , а с более высокой степенью гидратации —  $1M$  и  $1Md$ .

Б.И. Омеляненко с соавторами [1982] на основании рентгенографического и электронографического изучения нескольких сотен образцов серицитов выявили определенную зависимость политипии от степени гидратации. Серициты, в которых отсутствуют разбухающие слои, обычно представлены политипной модификацией  $2M_1$ . Появление смектитовых слоев с концентрацией до 10% характерно для смеси политипов  $2M_1$  и  $1M$ , тогда как гидрослюды, в структуре которых содержится до 20% смектитовых слоев, обычно относятся к модификациям  $1Md$ ,  $1M$  или  $2M_2$ . Характерно, что гидрослюды часто представлены только одной модификацией  $1Md$  и  $1M$ . Отмеченные особенности следует рассматривать как статистические. В этом отношении показательна уже упоминавшаяся работа Ю.Тогаши [Togashi, 1979]. На основании большого статистического материала он нашел, что серициты  $1Md$  в среднем содержат 8,5% смектитовых слоев;  $1M$  — 3,5;  $2M_1$  — 1,5;  $2M_2$  — 7%, причем содержание разбухающих межслоев в серицитах варьирует в следующих пределах: 7—10% для  $1Md$ ; 5—9% для  $2M_2$ ; 2—5% для  $1M$ ; 1—3% для  $2M_1$ . Таким образом, хотя среднее содержание разбухающих слоев уменьшается в ряду  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$  интервалы процентных количеств перекрываются, а степень гидратации политипа  $2M_2$  выше, чем у политипа  $1M$  и  $2M_1$ . Автором установлено, что средняя разбухаемость серицитов из пород типа II и подтипа Iб (см. рис. 22) почти в 2 раза превышает среднюю разбухаемость серицитов из пород Iа, Iб и Iв. Анализ геологических условий возникновения пород подтипа Iг, связанного с интенсивной пиритизацией, привел к выводу, что более высокая разбухаемость и слабая структурная упорядоченность серицитов в данном случае является следствием вторичных деградационных процессов, обусловленных действием гидротермальных флюидов, ответственных за пиритизацию.

Аналогичный вывод был сделан и относительно причин, приведших к высокой разбухаемости серицитов из пород типа II: она является следствием процессов силификации, протекавших в период четвертичной вулканической активности. Эти процессы, происходившие при относительно низких температурах, не могли изменить взаимного наложения слоев в слюдах, но из-за кислого состава растворов привели к частичному выщелачиванию  $K$  из их структуры и появлению разбухающих слоев. Следовательно, в определенных условиях разбухаемость серицитов может контролироваться не только интенсивностью гидротермаль-

ной переработки пород и, в частности, температурой, но и появляется в результате вторичных деградационных процессов. Остался не ясным вопрос о причинах относительно высокого содержания смектитовых слоев в структуре 2M<sub>2</sub> серицита, кристаллизовавшегося в центральной зоне месторождения в непосредственной близости с политипом 2M<sub>1</sub>.

**Зависимость разбухаемости иллитов и серицитов гидротермального генезиса от температуры.** Многочисленными исследователями установлено, что степень гидратации слюдястых минералов в основном контролируется температурой. Например, как правило, по мере удаления от рудных тел и снижения температуры минерализующих растворов происходит последовательная смена разновидностей слюдястых минералов от собственно мусковита к мелкочешуйчатому мусковиту без разбухающих слоев (серицит), затем к слабо гидратированному тонкочешуйчатому (серицит) и даже тонкодисперсному (иллит) минералу с единичными смектитовыми слоями (до 5%) и, наконец, к гидрослюде, содержащей до 20% разбухающих слоев.

В этом отношении также показательны околорудные метасоматиты урановых месторождений [Омельяненко и др., 1982]. На месторождениях высокотемпературной березитовой формации слюдястые минералы представлены в основном серицитами 2M<sub>1</sub> без разбухающих слоев, тогда как в более низкотемпературных месторождениях формируются гидрослюды 1Md. Месторождения аргиллитизированной формации содержат практически смешанослойные минералы иллит-смектит с разным соотношением слоев разного типа.

К настоящему времени накоплена определенная совокупность данных по температурам образования месторождений, сопровождающихся серитизацией, как на основе анализа изотопных данных, так и по гомогенизации газовой-жидких включений в кварце. Обобщение этих данных показывает, что серициты и иллиты, практически не содержащие смектитовых слоев, образуются преимущественно в температурном интервале 250—350°C [Омельяненко и др., 1982]. В более низкотемпературных условиях формируются гидротермальные аргиллитизированные породы, содержащие слюдястые минералы, в структуре которых концентрация разбухающих слоев заметно превышает 5—10%.

Выше уже отмечалось, что иллиты гидротермального генезиса, содержащие около 15% разбухающих слоев, характеризуются фактором ближнего порядка  $S > 1$ . Появление такого рода гидрослюды гидротермального генезиса отмечается в интервале 100—135°C в геотермальных полях Салтон-Си [Muffler, White, 1969] и Вайракеи [Steiner, 1968]. Иллиты, содержащие около 10% смектитовых слоев при  $S > 3$ , формировались при 175°C в четвертичных осадках долины Империял [Jennings, Thompson, 1986], при 185°C в разрезах Салтон-Си [McDowell, Elders, 1980]. Появление иллита и серицита с  $W_{см} \leq 5\%$  имело место при 203—217°C в гидротермальной системе Салтон-Си и при 230—240°C — в Вайракеи.

На основе анализа газовой-жидких включений в кварце Т. Касадевелл и Х. Охмото [Casadevall, Ohmoto, 1977] определили, что серицит в руднике Саннисайд сформировался в температурном интервале 270—321°C.

Указанные выше оценки для формирования алюминиевых слюд гидротермального генезиса с разной степенью разбухаемости недавно были подтверждены результатами работы Д. Эберла с соавторами [Eberl et al., 1987]. Эти авторы изучали серициты из кальдеры Сильвер Тоун (штат Колорадо, США), которые были представлены исключительно тонкочешуйчатым мусковитом или фенгитом со слоевым зарядом, близким к 1,0 в расчете на  $O_{10}(OH)_2$ . По данным рентгеновских исследований серициты относятся к смешанослойным иллит-смектитам, у которых  $S \geq 3$  и  $W_{см} \approx 4—14\%$ .

Серициты из кальдеры Сильвер Тоун встречаются в трещинах, которые секут третичные вулканические комплексы и, по-видимому, сформировались путем

гидротермального изменения пород. Данные К—Аг изотопного возраста и применение кислородного изотопного геотермометра привели к выводу, что формирование серицитов происходило в течение двух периодов гидротермальной активности. Ранний из них (21 млн лет тому назад) протекал при температуре 180°C, более поздний (13 млн лет тому назад) характеризовался температурой около 320°C. Серициты, сформировавшиеся в этот более поздний период, отличались минимальной разбухаемостью, более высокими слоевым зарядом и отношением концентраций политипов  $2M_1/1M$ .

О двух модельных типах формирования гидротермальных метасоматитов. Изложенные выше данные свидетельствуют о том, что по структурным и химическим характеристикам слюдястых минералов гидротермально измененных пород разнообразных рудных месторождений накоплен большой фактический материал. Его информативность для прогнозирования, поисков и разведки месторождений, а также для реконструкций их генезиса могла быть еще более высокой, если бы к этой проблеме подходили с позиций установления индикаторных характеристик как слюдястых минералов, так и парагенезов сопутствующих им слоистых силикатов и других минеральных разновидностей.

Практически до сих пор отсутствуют как отдельные модели, так и общая геокристаллохимическая схема, увязывающая наиболее характерные особенности слюдястых минералов с типовыми геологическими обстановками их формирования. Отдавая себе отчет в том, что эта большая специальная работа еще предстоит для разных типов рудных месторождений, связанных с различными геологическими формациями и геотектоническими обстановками, попытаемся пока выявить наиболее общие геокристаллохимические закономерности состава и генезиса гидротермальных диоктаэдрических слюд.

Эта проблема, несомненно, очень сложна, так как широкие проявления слюдястой минерализации встречаются в разных фациях метасоматитов: грейзенах, "вторичных кварцитах", алуниит-каолинитовых фациях и др.; слюды связаны с разнообразными парагенезами минералов в вертикальных и площадных разрезах, что часто определяется рядом взаимосвязанных факторов: первичным составом вмещающих пород, температурным режимом и составом растворов, часто степенью первичной кислотной обработки пород, а главное — многостадийностью процессов, определяющих как характер рудной минерализации, так и окружающих метасоматических ореолов.

Наиболее эффективным подходом нам представляется рассмотрение на первом этапе генезиса слюдястых минералов на наиболее простых и ясных моделях. В качестве первой модели рассмотрим разрезы однотипных пород с "одноактным" наложением процесса гидротермальных преобразований.

Хорошим примером последовательности зон гидротермальных преобразований являются трахиандезитовые туфы в зоне сульфидного оруденения Асканского месторождения бентонитов, описанные М.А. Ратеевым и Б.П. Градусовым [1970]. В однородно измененных трахиандезитовых туфах, изначально очень богатых калием, этими авторами установлены последовательно сменяющиеся друг друга зоны почти мономинеральных глинистых фаз, замещающих вулканическое стекло: 1) зона диоктаэдрической слюды 1М, содержащей 2, 27% MgO и 8,2% K<sub>2</sub>O, замещающей стекловатый базис трахиандезита, с интенсивной сульфидной минерализацией; 2) зона смешанослойных минералов, в которых концентрация слюдястых слоев уменьшается от 60 до 10%, с параллельным увеличением содержания MgO от 2,80 до 4% и уменьшением K<sub>2</sub>O от 6,7 до 3—5%; 3) зона монтмориллонита, в котором содержание MgO достигает 4,75%, а K<sub>2</sub>O падает до 1%.

Важно подчеркнуть, во-первых, гетерогенный состав катионов, заселяющих октаэдрические сетки 2:1 слоев, где помимо Al в заметных количествах присутствует Mg, Fe<sup>3+</sup> и Fe<sup>2+</sup>. Во-вторых, существенно, что при постепенном пере-

ходе от слюды к монтмориллониту через гамму смешанослойных минералов с отчетливо выраженной тенденцией к упорядоченности происходит последовательное нарастание октаэдрического заряда и уменьшение тетраэдрического. Последовательная структурная смена минеральных фаз иллюстрирует однонаправленность процесса гидротермальной активности, определяющуюся сменной температурного режима и связанного с этим составом раствора. Очевидно, что источником К в данном случае являлись материнские породы.

Более сложная картина процессов гидротермальной гидрослюдизации установлена Г.Т. Волостных [1972] на примере глинистых ореолов настурановых месторождений, развитых по магматическим породам разного петрографического и петрохимического состава: андезит-базальтам, дацитам и липаритам. В андезит-базальтовых конгломератах, несмотря на высокую проницаемость пород, в составе глин присутствуют только смешанослойные иллит-сметиты, что, очевидно, связано с первично низким содержанием К в породах. Напротив, в метасоматических колонках дацитов и липаритов, т.е. в породах, изначально содержащих достаточно высокие концентрации К, формировалась гидрослюда поли типа 1М с четко выраженной трехмерной периодичностью структуры. По мере приближения к рудным телам в гидрослюдах возрастало содержание Al как в октаэдрах, так и в тетраэдрах. Такое изменение состава слюдястых минералов обычно наблюдается с ростом температуры в самых разных геологических обстановках. Своеобразие изменения состава слюд в описываемом случае определялось тем, что в слюдах липаритовых пород возрастает содержание К и уменьшается Na, в дацитах наблюдается обратная картина. Возрастание содержания парагонитового компонента в слюде, коррелирующееся с резким возрастанием рудонасыщенности, может служить доказательством повышенного температурного режима окolorудного метасоматоза в дацитовых породах. Впрочем, и здесь нельзя исключить роль первичного соотношения К и Na в материнских породах.

Следует особенно подчеркнуть, что в породах повышенной основности присутствие двухвалентных катионов максимально, хотя и в кислых породах состав октаэдрических катионов является гетерогенным. Это служит важным доказательством отсутствия предварительного интенсивного кислотного выщелачивания окolorудных пород.

Другая модель гидрослюдизации связана с породами, испытавшими интенсивный кислотный метасоматоз, предшествовавший этапам гидрослюдизации и оруденения.

В фации аргиллитов очень четко выделяются последовательности зон определенного состава глинистых минералов. В зоне хлоридно-натриевых вод, характерных, как известно, для всех геотермальных систем мира, среднетемпературные фации пропилитов и цеолитов, сопровождаемые хлоритом, по мере снижения температур до 200—250°C сменяются вначале смешанослойными хлорит-монтмориллонитовыми минералами и выше — почти мономинеральной монтмориллонитовой зоной. В зоне вскипания происходит окисление сероводорода и серы, сопровождающееся резким падением значений pH растворов. Этот процесс обуславливает интенсивное выщелачивание пород любого состава и появление в зоне аргиллитизации ассоциаций высокоалюминиевых слоистых силикатов: каолинита, диккита, пирофиллита, диоктаэдрических Al-хлоритов типа донбасситов и судонитов, сопровождаемых свободным кремнеземом. Этот ряд кислотного выщелачивания иногда характеризуется присутствием алунита и обычно завершается появлением опалитов.

Очень выразительная модель кислотного гидротермального метасоматоза разработана С.И. Набоко на примере изучения современных гидротермальных систем Камчатско-Курильской вулканической области. Обычно зоны кислотного

выщелачивания в своем "изначальном" виде безрудны, но в некоторых случаях в зоне опалитов известны проявления заметной рудной минерализации. Наиболее выразительным примером является рудный Fe — Sb — As — Hg-сульфидный горизонт, приуроченный к зоне опалитов кальдеры Узон.

Андезит-базальтовый и андезит-дацитовый состав пород, свойственный островным дугам, характеризующийся очень невысоким содержанием  $K_2O$ , определяет практически отсутствие гидрослюд в аргиллитизированных породах и доминирование Fe—Mg-хлорит-сапонитовых и смектитовых минералов. Тем не менее в ассоциации с корренситоподобными минералами нередко в подчиненном количестве встречаются гидрослюды с повышенной степенью железистости, о чем свидетельствует, в частности, значение  $d_{(060)} = 1,505—1,508 \text{ \AA}$ . Такие ассоциации описаны в толще миоценовых туфов Камчатки, в туфах о-ва Кунашир [Коссовская, Дриц, 1985], в мощных сериях вулканогенных пород Исландии [Дриц, Коссовская, 1990]. Вопрос об источнике К однозначно пока не решен. Возможно, что таким источником являлся подток в гидротермальные растворы нагретой морской воды, а также К, высвобождающийся при разложении плагиоклазов и стекол вулканических пород.

Геологически также не вполне ясно появление калийсодержащих минералов, таких, как адуляр в цеолитовой фации, алунит в каолинит-опалитовой, а также гидрослюд в метасоматитах геотермальных площадей Камчатки.

С.И. Набоко [1966] высказала предположение, что повышение содержания К, так же как других литофильных компонентов — Li, Rb, Cs и др., наблюдающееся иногда в растворах некоторых современных геотермальных систем, не может быть обеспечено только выщелачиванием из вмещающих вулканических пород и связано, скорее всего, с глубинным мантийным источником.

В последние годы появились данные, свидетельствующие о том, что ареалы anomalно повышенного содержания К приурочены к своеобразным сейсмическим "окнам", выявленным в пределах Камчатско-Курильской вулканической провинции. Интересные данные приводятся по изучению в последние годы геотермальной системы Салтон-Си, иллюстрирующие ряд четких корреляционных связей между различными химическими элементами гидротермальных растворов и составом преобразованных пород. Поведение К при этом уникально: закономерные его корреляции с другими компонентами отсутствуют.

Для магматических, метаморфических и осадочных пород континентальных блоков, как известно, характерно повсеместное достаточно высокое содержание К, к ним приурочены различные типы перечисленных выше рудных месторождений.

При процессах тектонической активизации К может легко быть мобилизован из вмещающих пород вместе с рудоносными компонентами при оживлении циркуляции различных погребенных вод. Во многих рудных месторождениях можно ожидать существования, по крайней мере, двухэтапного их формирования.

Первый этап — первичное кислотное выщелачивание с образованием фации "вторичных кварцитов" — в период дорудного метасоматоза, когда идет образование каолинит-диккит-пирофиллитовой ассоциации слоистых силикатов и кварца. В целом состав и зональность пород нерудоносных ореолов отражает эффект кислотного выщелачивания, степень которого убывает по мере удаления от трещин, по которым циркулировали растворы. Естественно, что внутренняя зона в таких ореолах слагается ассоциацией высокоалюминиевых слоистых силикатов, которые по мере удаления от нее сменяются ассоциацией минералов, определяющихся первичным составом пород: это могут быть как различные гидрослюды в кислых породах, так и монтмориллонит-хлоритовая группа слоистых силикатов в породах более основного состава. Этот этап кислотного

выщелачивания типичен для гидротермальных процессов современных островодужных систем с корой субконтинентального типа.

Второй этап, при котором осуществляется формирование рудных концентраций, сопровождается интенсивной наложенной гидрослюдизацией первично-подготовленных алюминиевых минералов. Это определяет исключительно однородный состав их октаэдрических катионов, представленных только алюминием (рис. 20). В зависимости от температурного режима и условий кристаллизации эти слюды при одинаковом химическом составе могут присутствовать в виде различных политипных модификаций: 1M, 2M<sub>1</sub>, 2M<sub>2</sub>, 3T. Во многих месторождениях эти процессы минералообразования могут проходить в несколько этапов, запутывая и осложняя историю формирования рудоносных залежей. Тем не менее по химическому составу слюд можно делать уверенный вывод о наличии или отсутствии стадии предварительной кислотной переработки, предшествующей массовому развитию слюд. Наряду с политипией слюд и степенью их гидратированности это может служить важным диагностическим признаком, помогающим реконструировать историю формирования месторождений. Примером рудных месторождений, слюды которых отличаются высокой однородностью катионного состава 2:1 слоев и парагенезом с чистыми алюминиевыми слоистыми силикатами и иногда алунином, являются близповерхностные золоторудные месторождения Белой Горы, Дарасуна, Дашкесана, колчеданных месторождений Армении, ряда политметаллических месторождений Японии и др. [Омельяненко и др., 1982].

Вопрос о разорванности этапов первичного кислотного выщелачивания и последующей слюдизации, связанной с поступлением калия из рудоносных растворов, требует, естественно, специального изучения на примере типовых геологических моделей. Практическое отсутствие рудоносности в современных гидротермальных системах островных дуг с корой субконтинентального типа безусловно свидетельствует о приуроченности этих процессов к областям активизации с более зрелой континентальной корой, в том числе, вероятно, древних островодужных областей.

В заключение подчеркнем еще раз черты сходства и различия между двумя рассмотренными выше модельными типами гидротермально измененных пород, включающих окологорудные ореолы ряда полезных ископаемых.

В гидротермальных метасоматитах, соответствующих модели первого типа, распределение и парагенезы слоистых силикатов в основном определяются первичным составом пород и их геологическим положением по отношению к рудным телам. Этот тип метасоматитов возникает в результате "одноактного" процесса гидротермального преобразования пород. Набор слоистых силикатов в этих породах может быть весьма разнообразным, но главным образом он включает ряды от смектитов к слюдам и хлоритам через серии смешанослойных фаз с разной степенью порядка-беспорядка в распределении чередующихся компонентов.

Второй модельный тип представлен породами, которые испытали интенсивное первичное кислотное выщелачивание. В них наблюдается закономерная смена парагенетических ассоциаций слоистых силикатов, которая мало зависит от первичного состава пород, но определяется прежде всего степенью их кислотной переработки и удаленностью от зон интенсивного поступления гидротермального раствора. Состав слоистых силикатов представлен прежде всего каолинитовыми минералами, в том числе диккитом и накритом, а также пирофиллитом и минералами свободного кремнезема, например вторичными кварцитами. Присутствие диоктаэдрических калиевых слюд и гидрослюд обуславливается вторым этапом гидротермальной переработки пород, связанной со щелочными калийсодержащими, часто рудоносными растворами.

Одно из основных различий слюдястых минералов, соответствующих двум типам гидротермальных метасоматитов, состоит в том, что в метасоматитах первого типа они всегда содержат в своем составе существенную долю фенгитовой компоненты, тогда как в метасоматитах второго модельного типа они характеризуются исключительно высокой алюминиевостью при очень низком содержании двухвалентных катионов в октаэдрах.

## Al-ГИДРОСЛЮДЫ И ИЛЛИТЫ ОСАДОЧНЫХ, КЛАСТОГЕННЫХ ПОРОД

### Диagenез—начальный энгенез

Характерной особенностью практически всех слюдястых минералов, не подвергшихся глубоким постседиментационным преобразованиям, является наличие в их структуре до 20% разбухающих слоев. По-видимому, смешанослойные структуры иллит-сметит с пределами изменения содержания смектитовых слоев от 10 до 20% отличаются повышенной стабильностью в условиях, свойственных верхней зоне осадочных пород. С этим связано, очевидно, широкое распространение и разные способы возникновения Al-гидрослюд.

Иллиты без разбухающих слоев в этой зоне практически не встречаются за исключением, быть может, Al-слюдястых минералов, ассоциирующих с цементом песчаных пород. Поле этих слюдястых минералов четко обособляется от остальных по соотношению между октаэдрическим и общеслоевым зарядами. Для них пределы изменения слоевого заряда определяются значениями 0,55—0,75, а октаэдрического — от 0,25 до 0,5 в расчете на ф.е. Степень железистости гидрослюд и низкозарядных иллитов такая же, как у слюд из зоны метагенеза и метаморфизма, но от последних они отличаются низкими значениями  $Al_{тетр}$  (0,25—0,7 в расчете на ф.е.). Характерной особенностью состава многих Al-гидрослюд является то, что при расчете кристаллохимических формул на анионный каркас  $O_{10}(OH)_2$  сумма октаэдрических катионов более 2 — числа, присутствующего истинно диоктаэдрическим слюдам. Это в свою очередь приводит к низким значениям октаэдрических зарядов при относительно высоком содержании в октаэдрах 2:1 слоев двухвалентных катионов. В этих условиях возможно, что часть катионов Mg в действительности находится в смектитовых межслоях, что приводит к повышению отрицательного заряда 2:1 слоев. Во всех случаях, однако, минеральные разновидности этой группы характеризуются высоким октаэдрическим зарядом, т.е. содержат в своем составе значительную долю фенгитового компонента. Химический состав и кристаллохимические формулы для типичных представителей данной подгруппы минералов, связанных с породами разного генезиса, даны в табл. 5; 6, I)

Наиболее широко известными мономинеральными представителями этой подгруппы являются K-метабентониты, приуроченные к нижнепалеозойским отложениям. Они относятся к смешанослойным образованиям иллит-сметит и обычно содержат 5—20% разбухающих межслоев, распределенных среди слюдястых слоев с высокой тенденцией к их упорядоченному чередованию [Дриц, Коссовская, 1990]. В СССР они хорошо известны в ордовикских отложениях Восточно-Европейской платформы. В большинстве случаев K-бентониты развиваются по вулканокластитам кислого состава.

Мономинеральные Al-гидрослюды (исключая K-метабентониты) встречаются весьма редко, главным образом как аутигенные образования в цементе песчаных пород и всегда относятся к политипной модификации 1M или 1Md. Однако по степени железистости и тетраэдрическому заряду в эту группу попадают и Al-гидрослюды, ассоциирующие с карбонатными породами и относящиеся к политипу 2M<sub>1</sub>. В одних случаях их аутигенное происхождение несомненно

Таблица 5

## Химический состав и структурные формы Al-иллитов в осадочных породах

Компонент	I		II			III	
	115/69	M7	M8	M11	3	4	
SiO <sub>2</sub>	52,75	50,93	51,25	52,28	51,11	50,61	
TiO <sub>2</sub>	1,37	0,23	0,17	0,33	1,00	1,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,77	24,50	23,53	27,04	23,36	24,09	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	3,07	2,02	0,72	4,00	1,81	
FeO	0,86	0,29	0,33	0,24	1,66	2,60	
MgO	2,60	2,87	2,32	2,75	2,17	2,87	
CaO	1,33	0,99	0,59	0,24	0,75	1,12	
Na <sub>2</sub> O	0,49	0,04	0,05	0,05	0,82	1,48	
K <sub>2</sub> O	6,97	6,55	7,61	8,47	6,73	7,76	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,23	6,09	5,87	6,61	5,96	5,52	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,28	5,52	5,26	2,03	2,12	1,42	
Сумма	99,86	101,08	100,00	101,01	100,09	100,53	
Si	3,70	3,54	3,59	3,53	3,48	3,30	
Al <sub>IV</sub>	0,30	0,46	0,41	0,47	0,52	0,70	
Al <sub>VI</sub>	1,44	1,55	1,54	1,68	1,43	1,60	
Fe <sup>3+</sup>	0,18	0,15	0,09	0,03	0,09	0,16	
Fe <sup>2+</sup>	0,05	0,01	0,02	0,01	0,15	0,13	
Mg	0,27	0,30	0,35	0,28	0,29	0,16	
K	0,62	0,58	0,67	0,72	0,68	0,73	
Ca	0,10	0,07	0,04	0,01	0,09	0,05	
Na	0,07	0,01	0,01	—	0,20	0,20	

Компонент	IV					
	8	12	14	15	16	18
SiO <sub>2</sub>	52,70	51,30	52,20	50,10	55,10	51,90
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,80	0,57	0,55	0,61	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,80	24,70	24,70	24,00	21,30	24,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	5,80	9,00	9,70	5,80	8,70
FeO	1,00	0,61	0,24	0,45	0,49	0,35
MgO	4,20	2,40	0,89	2,00	2,60	1,90
CaO	0,21	0,14	0,11	0,19	0,58	0,08
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,30	0,85	0,19	0,22	0,40
K <sub>2</sub> O	6,60	7,60	5,80	8,80	7,30	6,90
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,00	5,00	4,20	4,40	4,00	4,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,00	1,20	1,20	0,22	0,50	0,39
Сумма	99,93	99,88	99,82	100,65	99,00	100,25
Si	3,47	3,45	3,32	3,33	3,44	3,27
Al <sub>IV</sub>	0,53	0,55	0,68	0,67	0,56	0,73
Al <sub>VI</sub>	1,34	1,69	1,72	1,49	1,53	1,66
Fe <sup>3+</sup>	0,26	0,03	0,16	0,22	1,12	0,13
Fe <sup>2+</sup>	0,05	—	0,03	0,06	0,05	0,06
Mg	0,46	0,27	0,10	0,22	0,30	0,20
K	0,62	0,74	0,61	0,88	0,78	0,74
Ca	0,01	—	—	0,01	0,02	—
Na	0,04	0,04	0,13	0,03	0,03	0,08

Примечание. I — обр. 115/69 — глинистые сланцы, ордовик, Эстония (начальный эпигенез, обр. авторов); II — обр. M7—M11 — бентониты (глинистые сланцы?), чередующиеся с известняками, силур, Англия [Stodon et al., 1986]; III — обр. 3—8 — терригенные породы — цементы песчаников, алевритов — "волосняные" иллиты: 3, 4 — 1M и 1M<sub>2</sub>; 5—8 — 2M<sub>1</sub> — карбон, Донбасс [Карпова, 1972]; IV — обр. 1—35 — глинистые сланцы (шиферные сланцы), пермь-триас, Швейцарские

III				IV		
5	6	7	8	1	4	5
46,81	47,34	46,61	45,61	49,80	54,60	52,10
0,51	1,03	1,00	0,47	0,61	0,53	0,63
27,34	28,13	30,78	34,13	21,10	21,30	23,60
2,96	3,31	2,34	1,89	10,10	7,10	3,70
2,03	2,81	2,97	0,82	1,10	0,57	0,67
1,81	1,96	1,31	0,67	3,30	2,60	3,60
1,97	1,16	0,41	0,22	0,65	0,14	0,40
1,04	1,18	0,54	0,86	0,38	0,82	0,35
7,25	7,02	8,81	9,43	6,50	5,80	7,10
7,17	5,61	4,89	4,78	4,00	4,30	5,00
0,83	0,51	0,34	0,16	2,00	2,20	2,40
99,81	100,06	100,23	99,88	99,60	100,00	99,58
3,28	3,24	3,17	3,09	3,37	3,42	3,43
0,72	0,76	0,83	0,91	0,63	0,58	0,57
1,52	1,51	1,64	1,80	1,31	1,45	1,46
0,15	0,17	0,12	0,09	0,35	0,27	0,19
0,12	0,16	0,17	0,04	0,04	0,02	0,03
0,19	0,20	0,07	0,07	0,38	0,33	0,38
0,65	0,62	0,77	0,81	0,67	0,63	0,67
0,15	0,09	0,07	0,01	0,04	0,09	0,03
0,14	0,17	0,08	0,11	0,01	0,02	0,01

					V	
19	28	33	34	35	С-1	Б-1
55,30	50,30	48,90	51,50	51,80	47,21	46,80
0,69	0,65	1,10	0,99	0,94	0,85	0,80
23,50	27,70	26,40	23,80	23,00	26,95	34,94
5,90	1,30	5,00	4,80	6,00	6,76	0,44
0,30	1,20	1,10	0,30	1,30	0,29	0,63
1,90	2,60	1,90	2,90	1,70	1,47	0,39
0,08	0,52	1,30	0,62	0,39	0,86	0,24
0,50	0,36	1,40	1,40	0,21	0,42	0,45
7,00	8,80	8,70	9,10	9,50	9,22	9,60
4,00	Не обн.	Не обн.	2,70	3,50	} 3,93	0,24
0,66	-	-	0,38	1,15		
99,86	98,62	96,85	99,14	99,56	99,55	99,95
3,45	3,24	3,11	3,37	3,31	3,28	3,13
0,55	0,76	0,89	0,63	0,69	0,72	0,87
1,67	1,67	1,51	1,43	1,37	1,48	1,88
0,09	0,07	0,28	0,24	0,34	0,35	0,02
0,02	0,03	0,03	0,02	0,08	0,02	0,03
0,21	0,27	0,20	0,32	0,19	0,09	0,02
0,72	0,86	0,94	0,93	0,92	0,81	0,82
—	0,02	—	0,01	0,02	0,01	0,01
0,07	0,01	0,03	0,01	0,03	0,05	0,03

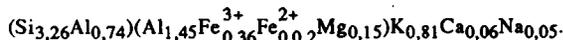
Альпы [Hunziker et al., 1986], V — обр. С-1 — цемент кварцитовидного песчаника, протерозой, шокшинская свита (И.М. Симанович, персональное сообщение), Б-1 — цемент кварцитовидного песчаника из базальных слоев нижней юры Кавказа [Веридзе, 1983]. I — неизменные породы зоны начального эпигенеза. II—V — зоны позднего эпигенеза-метагенеза (аншизона).

Т а б л и ц а 6

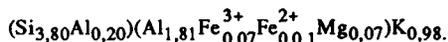
**Типовые кристаллохимические формулы (катионный состав)  
эталонных образцов иллитов и гидрослюд иллитового состава**

**I. Гидрослюды, Al-иллиты и Fe-иллиты терригенных пород**

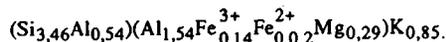
1. Цемент кварцитовидного песчаника; протерозой, шохшинская свита, преобразованная порода, метатенез [Симанович, 1979]



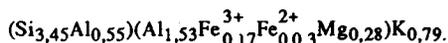
2. Цемент кварцевого песчаника, протерозой, преобразованная порода, Швеция [Aldahan, Morad, 1986 а, б, табл. 3]



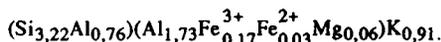
3. Цемент лититового песчаника, Швеция [Aldahan, Morad, 1986, табл. 3]



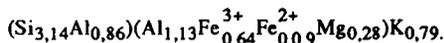
4. Иллит, замещающий калиевый полевой шпат в песчанике [Aldahan, Morad, 1986, табл. 4]



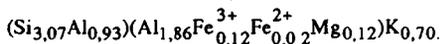
5. Иллит, замещающий микроклин [Aldahan, Morad, 1986, табл. 4]



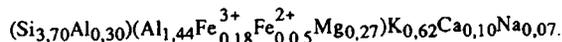
6. Иллит, замещающий обломочный биотит в песчанике [Aldahan, Morad, 1986, табл. 5]



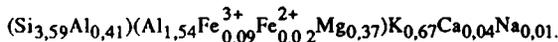
7. Иллит, замещающий биотит [Aldahan, Morad, 1986, табл. 5]



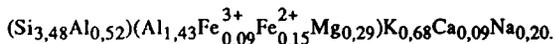
8. Глинисто-карбонатная порода, не преобразованная, ордовик, Эстония, карьер Кохтла-Ярве (образец авторов)



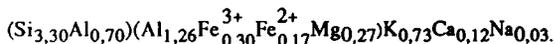
9. Известняк, глинисто-(бентонит)-известковистая толща, силур, Англия [Srodon et al., 1986, табл. табл. 2]



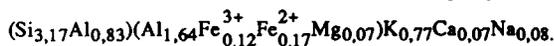
10. Алевролит — умеренно измененный, содержащий иллит I M, карбон, угленосная толща Донбасса [Карпова, 1972, табл. 2]



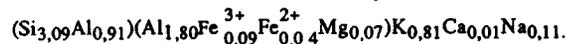
11. Цемент полимиктового песчаника, иллит I M, карбон Северного Кавказа [Карпова, 1972, табл. 2]



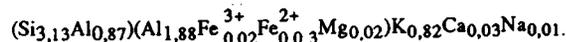
12. Аргиллит сильно измененный, иллит 2 M<sub>1</sub>, карбон, Большой Донбасс [Карпова, 1972, табл. 7 ]



13. Сланец кливажированный, карбон, калиболотская скважина. Еяск [Карпова, 1972, табл. 7 ]



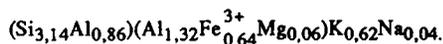
14. Сланец базальных слоев (переотложенная кора выветривания) флишевой формации нижней коры Северного Кавказа (М. Беридзе, личное сообщение)



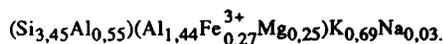
## II. Мусковиты и фенгиты метаморфических пород геосинклинальных областей

IIa. Зеленосланцевая фация (верхняя хлорит-мусковитовая субфация; зона метагенеза или аншиметаморфизма [Segonzac, Heldebaui, 1971]

15. Сланцы и кварцитовидные породы — пелитолиты. Ордовик. Пиреней

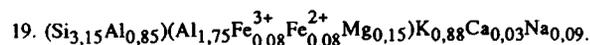
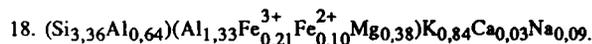
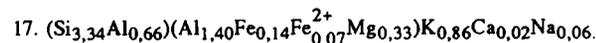


16. Доломитовые мергели. Силур. Пиреней

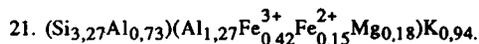
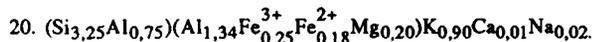


IIb. Мусковиты и фенгитовые мусковиты нарастающих фаций регионального метаморфизма [Cipriani et al., 1971]

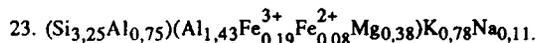
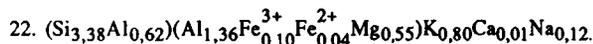
Зеленосланцевая фация (хлорит-мусковит-альбитовая субфация)



Кварц-альбит-биотит-эпидотовая субфация.

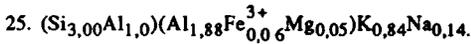
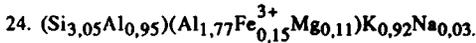


Глаукофановая фация

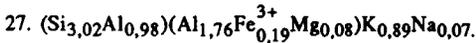
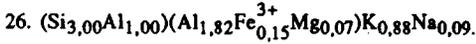


IIб. Мусковиты и фенгитовые мусковиты нарастающих фаций  
регионального метаморфизма [Cirriani et al., 1971]

Силлиманит-альмандин-мусковитовая субфация.

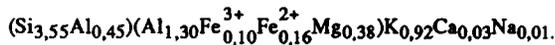


Ортоклазовая изограда.

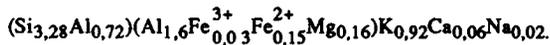


IIв. Мусковиты ЗТ и фенгиты зоны покровов Монте-Роза  
Центральных Альп [Freu et al., 1983]

28. Фенгит

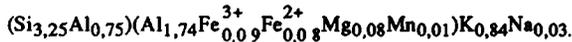


29. Мусковит ЗТ

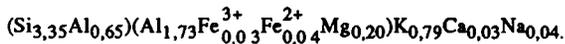


III. Серициты, мусковиты и фенгиты гидротермальных метасоматитов ареалов  
рудных месторождений

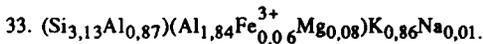
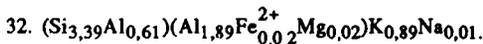
30. Серицит из ураноносных базальтов [Омельяненко и др., 1982]



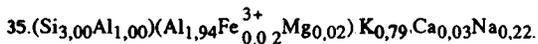
31. Серицит из околорудных пород колчеданного полиметаллического месторождения. Рудник  
Алтая



32, 33. Серицит из околорудного ареала месторождения Белая гора [Русинов, Русинова, 1976.  
Табл. 1 ]



34. Серицит из рудного месторождения Розеки, Японии [Yamamoto, 1967].



[Ренгартен, Дриц, 1967], в других — очень вероятно, судя по геологической характеристике образцов.

Наиболее широко Al-гидрослюда распространены в поликомпонентных глинах разновозрастных отложений — от современных вплоть до протерозоя.

Вопросы, связанные с процессами иллитизации смектитов, которые зависят от многих факторов, основным из которых является температура, подробно обсуждены авторами [Дриц, Коссовская, 1990]. Существующий в настоящее время геологический и экспериментальный материал свидетельствует о том, что образование иллитов и особенно высокоалюминиевых их разновидностей требует значительно более высоких температур, чем те, которые могут быть реализованы в поверхностных (даже тропических) условиях. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что Al-гидрослюды с  $W_{\text{см}}=20\%$  формируются в эпигенетически измененных породах при температурах 85—100°C, а уменьшение  $W_{\text{см}}$  до 10% требует повышения температуры до 185—200°C [Hower et al., 1976; Srodon, Eberl, 1984; Eberl et al., 1986].

Иллиты, полностью лишенные разбухающих слоев, в осадочных породах, по-видимому, образуются при еще более высоких температурах. В свете сказанного выше видно, что во многих случаях слюдястые минералы из эпигенетически измененных пород описывались как иллиты, хотя их структуры и содержали какое-то количество разбухающих слоев. Это обстоятельство следует иметь в виду, когда ниже мы будем рассматривать кристаллохимические особенности и условия образования иллитов из пород, глубоко переработанных эпигенезом. Степень железистости иллитов практически такая же, как у гидрослюд из пород, не измененных эпигенезом ( $K_{\text{Fe}^{3+}} \leq 0,20$ ), а содержание Al в тетраэдрах изменяется в зависимости от конкретных геологических условий от 0,50 до 0,90 ф.е. Иллиты отличаются высоким общеслоевым зарядом, изменяющимся от 0,75 до 0,9 ф.е. В зависимости от величины октаэдрического заряда иллиты и Al-гидрослюды целесообразно разделить на две группы. В одной из них, характеризующейся значениями октаэдрического заряда от 0 до 0,25 в расчете на ф.е., содержатся иллиты главным образом из пород, подвергшихся глубоким постседиментационным преобразованиям и, как правило, не содержащих в своем составе карбонатного вещества, а также слюдястые минералы, содержащиеся в цементе кварцевых или олигомиктовых песчаников с первично каолининовым цементом. Процесс иллитизации каолинита в метагенетически измененных песчаниках такого состава обнаружен в разновозрастных комплексах многих регионов мира. В частности, такой цемент в докембрийских кварцитах Африки был впервые описан Ж. Милло, позднее в шокшинской свите Карелии — И.М. Симановичем [1979] и М.А. Беридзе в кварцитовидных песчаниках базальных слоев юрских отложений Большого Кавказа. Такое же происхождение, очевидно имели и слюдястые тонштейны Силезского угольного бассейна.

По-видимому, по каолиниту, который, в свою очередь, сформировался за счет биотита, образовывались иллиты, обнаруженные в песчаниках верхнепротерозойских отложений Центральной Швеции [Aldahan, Morad, 1986 a, b]. Описанный Г. Сегонзаком [Segonzac, 1969] высокоалюминиевые иллиты из отложений Восточных Альп палеозойского профиля, скорее всего, также формировались за счет пород, первично сильно обогащенных каолинитом. Отличительной особенностью иллитов и гидрослюд, образовавшихся по каолинитам, является исключительно высокая алюминиевость состава октаэдрических катионов, которая может сравниться лишь со слюдами гидротермального генезиса, сформированными в результате иллитизации пород, первоначально испытавших глубокое кислотное выщелачивание (см. табл. 5; 6, III) Иллиты рассматриваемой подгруппы характеризуются обычно высокой трехмерной периодичностью структуры, отсутствием разбухающих слоев и относятся к политипной модификации 1М. Х. Киш [Kisch, 1983], а также Я. Шродон и Д. Эберл [Srodon, Eberl, 1984] отмечают, что скорость иллитизации каолинита выше иллитизации смектита и что отсутствует прямая зависимость первого процесса от темпе-

ратуры. В эту же подгруппу попадает мономинеральный иллит модификации 1M из глубоко эпигенетически измененных песчаников кембро-ордовика Алжира.

Иллиты и гидрослюды, входящие в состав осадочных пород, подвергнутых позднему эпигенезу-метагенезу, в зависимости от степени постседиментационной переработки представлены либо модификациями 1M или 2M<sub>1</sub>, либо их смесью.

Иллиты второй подгруппы отличаются относительно высоким октаэдрическим зарядом (0,2—0,5 в расчете на ф.е.), отражающим их фенгитовый облик, обусловленный присутствием в октаэдрах двухвалентных катионов. Они, как правило, относятся к политипным модификациям 1M, 1M + 2M<sub>1</sub>, 2M<sub>1</sub> + 1M, 2M<sub>1</sub>, иногда и 2M<sub>2</sub>.

Генетические предпосылки появления иллитов данного типа могут быть различными. Их фенгитовый облик может определяться, например, обогащением катионами Mg за счет наличия в исходных породах карбонатного материала и, в частности, доломита. Например, к этой группе относятся иллиты и гидрослюды из пермо-триасовых отложений доломитово-глинистых пород и мергелей западной части Швейцарских Альп. На примере этого региона Дж. Хьюнцкер с соавторами [Hunziker et al., 1986] изучали характер преобразования слюдястых минералов, приуроченных к породам, испытавшим различные стадии изменений вплоть до зон начального метаморфизма, связанного с надвиговой тектоникой. Они показали, что при переходе от постседиментационных изменений, связанных с эпигенезом, к метагенезу, а затем к начальному метаморфизму (эпизона) наблюдается последовательное возрастание: 1) K<sub>2</sub>O от 6—8 к 8,5—10% (аншизона), вплоть до 11,5% (эпизона); 2) отрицательного заряда слоя от 0,6 до 1,0 в расчете на ф.е.; 3) отношения содержания политипов 2M<sub>1</sub>/1M; 4) температуры эндотермического эффекта от 500 до 750°. Степень разбухаемости слюдястых минералов закономерно варьировала от 2—3 до 20%, что, по-видимому, связано с разным типом вмещающих пород, в частности, с низкой пористостью пород с высокой карбонатной составляющей. По наблюдениям авторов, переход 1Md политипа в 2M<sub>1</sub> осуществляется в основном при метагенезе (аншизоне), причем увеличение политипа 2M<sub>1</sub> не завершилось его мономинеральным образованием даже в эпизоне.

Наиболее впечатляющим результатом этой работы являются данные по изотопному составу кислорода и водорода, который не изменялся для слюдястых минералов, в разной степени подвергнутых постседиментационным преобразованиям. Более того, оказалось, что значения δ<sup>18</sup>O и δD изученных иллитов и гидрослюд аналогичны изотопному составу смектитов, образовавшихся в близповерхностных условиях. Если доверять этим результатам, то придется по-новому интерпретировать структурный механизм широко известного процесса политипного преобразования слюд, описываемых последовательностью 1Md → → 1M → 1M + 2M<sub>1</sub> → 2M<sub>1</sub>, который наблюдался многими авторами в условиях эпигенеза-метаморфизма. Действительно, сохранение изотопного состава кислорода и водорода в составе минералов возможно лишь тогда, когда преобразование политипа 1M в политип 2M<sub>1</sub> совершается не путем перекристаллизации с активным участием внешних растворов, а за счет перераспределения ионов внутри кристаллов с сохранением большинства октаэдрических и тетраэдрических связей 2:1 слоев. Такой переход достаточно сложно представить, поэтому нужны дополнительные экспериментальные исследования, которые бы подтвердили вывод цитируемых авторов.

Во многих случаях в осадочных породах иллиты второй подгруппы связаны с песчаниками аркозового состава, первично обогащенными биотитом. Это относится, в частности, к образцам метагенетически измененных песчаников каменноугольных отложений Большого Донбасса и к преимущественно полимиктовым и аркозовым протерозойским комплексам Швеции [Aldahan, Morad,

1986]. Важно подчеркнуть, несомненно, новообразованный характер описываемых иллитов. Об этом, с одной стороны, свидетельствует близость составов слюд, образовавшихся в поровых пространствах по микроклину и даже биотиту (данные микрозондового анализа), а с другой — одинаковая степень вариаций составов иллитов в пределах разных структурно-минералогических позиций в песчанике, будь то цемент или метасоматическое замещение обломочных зерен костяка породы. В этом же поле составов находятся иллиты, описанные французскими геологами [Segonzac, 1969]. Их высокая фенгитовость связана не только с присутствием обогащенных доломитом пород, но и с приуроченностью последних к зонам высоких давлений, измененных на уровне голубых сланцев. При этом наряду с модификацией 2M<sub>1</sub> появляются иллиты политипа 3T, являющиеся индикатором высоких давлений [Frey et al., 1983].

Следует отметить, что степень фенгитовости новообразованных иллитов зависит от состава и pH растворов, в которых происходил их синтез. Типичным примером аутигенных мономинеральных иллитов политипной модификации 1M могут служить так называемые волосяные иллиты, широко представленные в цементе песчаных пород [Štrodof, Eberl, 1984; и др.]. Характерной особенностью этих иллитов является лентовидная форма их частиц, достигающих 30 мкм в длину, 0,1—0,3 мкм диаметром, до 200 Å толщиной. Вариации составов волосяных иллитов сводятся прежде всего к концентрации Mg и Fe<sup>2+</sup>, содержание которых в одних случаях очень мало, а в других — соответствует обычным "фенгитовым" иллитам. Степень разбухаемости волосяных иллитов, как отмечают Я. Шродон и Д. Эберл [Štrodof, Eberl, 1984], сложно оценить из-за трудностей, связанных с выделением свободного от примесей минерала.

Разные авторы приводят разную разбухаемость иллитовых слоев вплоть до  $W_{\text{см}}=20\%$ , отмечая в ряде случаев гетерогенную смесь иллита и иллит-сметита. Аутигенное происхождение мономинеральных волосяных иллитов не вызывает сомнений. В частности, оно подтверждается морфологическими особенностями частиц, связанными всегда с условиями, допускающими их свободный рост. Эти иллиты часто встречаются в поровых пространствах песчаников в парагенезах с другими слоистыми силикатами (каолинитом, хлоритом, смешанослойными минералами). Растровая электронная микроскопия не только уверенно диагностирует аутигенное происхождение всей ассоциации минералов, но иногда позволяет выявлять стадийность их формирования и зависимость от состава "соседствующих" зерен обломочных минералов. Так, микрозондовое изучение глинистого цемента протерозойских песчаников Швеции показало, что иллиты, формирующиеся в участках, прилегающих к измененным пластинкам биотита, содержат больше двухвалентных катионов в октаэдрах, чем иллиты, контактирующие с зернами микроклина. [Aldahan, Morad, 1986 a, b]

Таким образом, достаточно ясно выявляются разные причины, от которых зависят кристаллохимические особенности слюдястых минералов на пути их преобразования от гидрослюд к серицитам и истинным слюдам. Одним из таких факторов является первичный химический состав пород, в которых они образуются. Обогащенность глинистых пород доломитовым материалом может на очень ранних стадиях литогенеза (диагенез—начальный эпигенез) предопределить обогащенность октаэдрических слоев Mg. Эта особенность состава октаэдрических слоев в той или иной степени может сопровождать слюдястый минерал до глубоких фаций метаморфизма. Как известно, в ходе этого процесса происходит "очистка" 2:1 слоев иллитов от фенгитовой составляющей. Однако гидрослюды, отличающиеся в исходном состоянии разными содержаниями двухвалентных катионов, хотя и в "смазанном" виде, но сохраняют эти отличия, если они испытали одну и ту же степень метаморфической переработки.

Аналогичная ситуация, по-видимому, имеет место в полимиктовых

песчаниках, особенно в аркозах, обычно обогащенных биотитом. Эти компоненты будут поставлять в раствор катионы Mg и Fe, обусловившие фенгитовый облик новообразованных иллитов в песчаниках Большого Донбасса, Швеции и других, глубоко переработанных песчаных породах. Отсутствие фемических компонентов, поставляющих в раствор Mg и Fe, приводит к образованию волосяных иллитов мусковитового облика с низким содержанием двухвалентных катионов, как это наблюдалось Н. Гювенем с соавторами [Güven et al., 1980].

В заключение этого раздела подчеркнем еще раз общую направленность в изменении состава и структуры гидрослюдов и иллитов по мере нарастания постседиментационных изменений и на этом фоне отметим черты сходства и различия слюдистых минералов гидротермального и осадочного генезиса.

Гидрослюды осадочных пород отличаются наличием до 20% разбухающих слоев, повышенным содержанием двухвалентных катионов, низкой степенью замещения Si на Al и, как следствие, относительно низкими содержаниями  $K_2O$ .

В мощных осадочных толщах, подвергшихся процессам позднего эпигенеза—начального метаморфизма, в условиях повышающихся температур и давлений со все более замедляющейся скоростью уменьшается содержание разбухающих слоев и реализуется ряд политипных преобразований  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ . Этот процесс сопровождается "очисткой" иллитов от двухвалентных катионов при переходе от гидрослюдов политипной модификации  $1Md$  к иллитам политипа  $2M_1$  (Г.В. Карпова, 1968 г.).

Авторы считают, что очищение иллитов в обстановке повышающихся температур является одним из основных факторов, вызывающих преобразование модификации  $1Md$  и  $1M$ , не устойчивых при мусковитовом составе, в иллит  $2M_1$  [Коссовская, Дриц, 1971].

Ч. Уивер и Б. Броекатра [Weaver, Broekstra, 1984] обобщили материалы по связи индекса "кристалличности" Кюблера и степени постседиментационного изменения пород, показав, что на  $CuK_{\alpha}$ -излучении полуширина первого малоуглового базального рефлекса, полученного от фракции  $< 2$  мкм (чтобы стандартизировать условия и избежать изменения степени разбухаемости у частиц разной размерности), равна  $0,42^{\circ}2\theta$  для начала аншизоны (метагенеза) и  $0,25^{\circ}2\theta$  для начала эпизоны (начальный метаморфизм). Эти авторы считают, что граничные температуры, отделяющие начало и конец аншизоны, равны 280 и 360°C, причем в эпизоне происходит полная перекристаллизация пород, включая слюдистые минералы. По их мнению, полное исчезновение разбухающих слоев совпадает с полной перекристаллизацией иллита в грубозернистые слюды и потерей "памяти" о первичной смектитовой матрице. Ниже будет показано, что последнее утверждение может оказаться не совсем точным.

Приведенные выше основные изменения структуры иллитов и гидрослюдов во многом аналогичны структурным преобразованиям, которые происходят со слюдистыми минералами с ростом температуры в гидротермальных условиях. Однако имеются определенные критерии, которые позволяют лишь по минералогическим данным судить о генезисе слюдистых минералов [Srodoń, Eberl, 1984; Eberl et al., 1987]. Эти критерии основаны на изучении структурных характеристик минералов, содержащихся в разных размерных фракциях образцов. Для гидрослюдов и иллитов осадочных пород характерным является изменение степени разбухаемости структур, которая возрастает в более тонких фракциях. Этот эффект отсутствует для тонкодисперсных слюдистых минералов гидротермального генезиса, а также в К-бентонитах. Если в образцах присутствует смесь двух политипных модификаций  $2M_1$  и  $1M$  и содержание первой из них увеличивается для более грубых фракций, то можно сделать вывод об обломочном происхождении политипа  $2M_1$ . В глинах гидротермального генезиса соотношение между разными политипами не зависит от размерности частиц. Следует однако

иметь в виду, что на какой-то достаточно высокотемпературной стадии соотношение между разными политипами может выравниваться из-за увеличения размера частиц иллита модификации 1М.

Еще одно отличие слюдястых минералов разного генезиса состоит в том, что у гидротермальных гидрослюд состав 2:1 слоев не зависит от концентрации разбухающих слоев, тогда как у осадочных гидрослюд наблюдается уменьшение степени замещения Si на Al с увеличением степени разбухаемости. По-видимому, сравниваемые гидрослюды отличаются степенью заселенности межслоевых позиций — в среднем она выше у слюдястых минералов гидротермального генезиса.

## ИСТИННЫЕ СЛЮДЫ И СЕРИЦИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

**Фенгиты и фенгитовые мусковиты.** Как известно, одним из первых исследователей, обративших внимание на кристаллохимическое разнообразие в составе диоктаэдрических слюд метаморфических пород, был Б. Вельде [Velde, 1965]. На основании экспериментальных данных и некоторых природных наблюдений он заключил, что метаморфические породы фаций высоких давлений (глаукофановые сланцы) содержат "белые" слюды, которые в отличие от мусковита характеризуются относительно низким замещением Si на Al в тетраэдрах 2:1 слоев и относительно высоким содержанием двухвалентных октаэдрических катионов, представленных преимущественно Mg. По составу эти слюды соответствуют фенгитам, и Б. Вельде, базируясь на экспериментальных данных, высказал предположение, что они могут служить индикаторами метаморфических пород фации относительно низких температур и высоких давлений. Одна из первых работ, подтверждающих этот вывод, была проделана Г. Сегонзаком и Д. Хикелем [Segonzac, Hicckel, 1972], которые провели детальный кристаллохимический анализ белых и бледно-зеленых слюд пермо-триасовых и пермских слюдяных сланцев Французских Альп. Характерным для этих слюд являлась высокая и практически одинаковая степень кристалличности, одно и то же содержание Mg и  $Fe^{2+}$ . Отличия относились к содержанию  $Fe^{3+}$  и Al, величине тетраэдрического заряда и особенностям политипных модификаций. Максимально "фенгитовыми" оказались слюды, приуроченные к внутренней зоне относительно высоких давлений (Бриансонская зона) покрова Дора-Мэра Пьемонтских Альп. Для них был зафиксирован средний состав тетраэдров ( $Si_{3,46}Al_{0,54}$ ), отношение  $K_{Fe^{3+}} = 0,14$  и политипная модификация  $2M_1$ . В зоне относительно повышенных температур закономерно увеличивался заряд тетраэдров ( $Si_{3,37}Al_{0,63}$ ) и понижалась железистость ( $K_{Fe^{3+}} = 0,07$ ), т.е. наблюдалось очень четкое явление "очистки" октаэдров от трехвалентного железа, что наряду с нарастанием тетраэдрического заряда и повышенным содержанием Na в межслоях ( $Na / (Na + K) = 5\%$ ) можно рассматривать как чувствительный параметр возрастания температур. Осталось неясным совместное присутствие в слюдах описываемой зоны политипов  $2M_1$  и  $3T$ , хотя наиболее часто политип  $3T$  синтезируется в области высоких давлений.

Интересный материал, позволяющий проследить историю фенгитовых мусковитов в метаморфических породах, получен группой итальянских исследователей [Ciripiani et al., 1971]. Их выводы базируются на статистической обработке большого числа анализов диоктаэдрических слюд, связанных с различными фациями метаморфизма, начиная от субфаций кварц-альбит-эпидот-мусковитовой и кончая силлиманит-альмандиновой. Всего выделяются семь групп, охватывающих низкие, средние и высокие ступени метаморфизма вплоть до ортоклазовой изограды.

Полученные результаты позволяют наметить основные черты кристаллохимической эволюции фенгитового мусковита, являющегося, по существу, "проход-

Таблица 7

Химический состав и кристаллохимические формулы мусковитов и фенгитов метаморфических пород геосинклинальных поясов (I) и гидротермальных метасоматитов (II)

Компонент	I							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	46,31	47,33	47,83	46,00	45,28	51,90	49,80	48,00
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,41	0,28	0,28	0,30	0,49	0,50	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,53	31,73	32,27	34,29	35,17	21,80	28,21	28,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	2,10	1,00	1,60
FeO	3,53	3,13	2,90	2,55	2,58	2,90	1,70	2,60
MgO	1,29	1,40	1,21	0,73	0,58	3,80	2,60	1,60
CaO	0,03	0,03	—	—	0,03	0,44	0,08	0,21
Na <sub>2</sub> O	1,09	1,29	0,97	1,91	1,71	0,10	0,70	0,20
K <sub>2</sub> O	9,98	9,70	9,99	9,04	8,98	10,60	10,10	10,60
Сумма	95,66	95,05	95,46	94,79	94,64	99,39	99,39	99,72
Si	3,12	3,16	3,19	3,06	3,04	3,55	3,34	3,28
Al <sub>IV</sub>	0,88	0,84	0,81	0,94	0,96	0,45	0,66	0,72
Al <sub>VI</sub>	1,71	1,67	1,73	1,79	1,83	1,30	1,57	1,60
Fe	0,20	0,17	0,16	0,14	0,14	0,26	0,14	0,23
Mg	0,13	0,14	0,13	0,07	0,06	0,38	0,26	0,16
K	0,86	0,82	0,85	0,77	0,76	0,92	0,86	0,92
Ca	—	—	—	—	—	0,03	0,05	0,05
Na	0,14	0,16	0,12	0,24	0,23	0,01	0,09	0,02

Примечание. I. Обр. 1—5 — мусковиты и мусковиты с парагонитовой компонентой из пелитов зеленосланцевой фации метаморфизма: обр. 1—3 — парагенез с фенгитом-хлоритом-биотитом и олигоклазом (мусковит-хлоритовая субфация), обр. 4, 5 — ставролит-биотитовая субфация — верхнепалеозойские терригенно-доломитово-вулканогенные породы складчатой области орогена Дамара, Намибия [Hoffet, 1978]; обр. 6—10 — мусковиты 3Т и фенгиты триасовых

ным" минералом, свойственным всем стадиям регионального метаморфизма. Самым важным является то, что изменения, начавшиеся еще в собственно осадочном процессе, продолжают на всех стадиях метаморфизма. Сущность этих изменений заключается в том, что по мере возрастания температур уменьшается содержание Si и Fe, увеличивается тетраэдрический заряд, уменьшается количество двухвалентных катионов. В силлиманит-альмандиновой фации мусковит приближается к идеальной формуле перед своим исчезновением и появлением ортоклаза. Мусковиты гранитов и пегматитов существенно отличаются от мусковитов метаморфических пород и имеют собственные поля составов. Вместе с тем наблюдалось значительное перекрытие составов фенгитовых мусковитов (табл. 7), относящихся к разным фациям регионального метаморфизма. Поэтому использование степени "чистоты" мусковитов для картирования фации регионального метаморфизма в разных регионах вряд ли может привести к однозначным результатам.

Из анализа обширного фактического материала, приведенного Ц. Гвидотти и Ф. Сасси [Guidotti, Sassi, 1976], а также данных других исследователей [Frey et al., 1983; Hunziker et al., 1986; Guidotti, 1984] видно, что формирование фенгитов и фенгитовых мусковитов может определяться, по крайней мере, двумя факторами. Один из них, по-видимому, определяющий, уже отмечался выше и обусловлен первичным составом вмещающих пород. Действительно, в доломитах и доломитовых мергелях и глинах, обогащенных доломитом, равно как и в

I		II							
9	10	11	12	13	14	15	16	17	
47,50	48,40	48,71	47,12	45,13	44,78	48,70	50,09	52,10	
0,46	0,59	0,62	0,52	0,05	0,23	0,10	0,64	0,64	
31,30	28,90	29,10	34,52	36,14	35,24	31,70	31,04	23,70	
0,60	0,80	0,82	1,32	1,40	2,04	1,88	0,20	2,51	
1,10	2,50	сл.	—	0,67	0,50	1,37	0,71	0,70	
2,00	2,32	4,75	0,32	—	0,88	0,84	2,26	3,76	
0,07	0,02	0,46	—	—	—	—	0,91	0,30	
<0,10	0,20	8,85	10,08	10,24	10,24	9,90	9,40	10,80	
8,90	10,10	—	0,19	0,61	0,76	0,22	0,19	0,48	
99,56	99,84	—	—	—	—	—	—	—	
3,24	3,28	3,29	3,14	3,03	3,01	3,25	3,26	3,48	
0,76	0,71	0,71	0,86	0,97	0,99	0,75	0,74	0,52	
1,75	1,60	1,61	1,85	1,91	1,81	1,74	1,69	1,35	
0,09	0,18	0,04	0,07	0,11	0,04	0,17	0,01	0,22	
0,20	0,23	0,48	0,09	—	0,09	0,08	0,22	0,37	
0,77	0,87	0,76	0,86	0,88	0,88	0,84	0,79	0,92	
—	—	0,01	0,02	—	—	—	0,06	—	
0,05	0,02	—	0,08	0,08	0,10	0,03	0,03	0,07	

пород метаморфических комплексов Центральных Альп зоны покрова Монте-Роза (фации метаморфизма — зеленосланцевая и глаукофановая; преобладающие породы — доломитовые мергели) [Frey et al., 1983]; П. Обр. 11 — гомбелит из серицитовых сланцев Карелии (2M<sub>2</sub>); обр. 12 — серицит из месторождения Дарсун [Русинов, Русинова, 1976]; обр. 13—17 — мусковиты, серициты и фенгит гидротермальных метасоматитов [Омельяненко и др., 1982].

полимиктовых песчаных породах с высоким содержанием фемических компонентов, формирование "фенгитовой составляющей" начинается еще на уровне смектитов и смешанослойных образований и таким образом "унаследованное" относительно высокое содержание двухвалентных октаэдрических катионов в 2:1 слоях слюдястых минералов может сохраняться или даже нарастать при разрушении фемических компонентов и растворении доломита по мере интенсификации постседиментационных преобразований.

Вторым фактором, ответственным за степень фенгитовости слюд, является наличие высоких давлений при относительно низких температурах. Однако при использовании фенгитовой составляющей слюд как индикатора высоких давлений необходимо в соответствии со сказанным выше учитывать первичный состав пород и сравнивать между собой слюды только из литологически исходно однотипных пород. Весьма вероятно, что в этом случае последовательное увеличение тетраэдрического заряда, уменьшение содержания двухвалентных катионов и степени железистости (очистка фенгитовых мусковитов) можно использовать как параметры, характеризующие, например, метаморфические фаии типа Санбагава.

Появление наряду с модификацией 2M<sub>1</sub> политипа 3T с определенным парагенезом сопутствующих минералов служит еще одним критерием, который следует использовать в качестве индикатора принадлежности пород к метаморфизованным фаиям высоких давлений.

В свете изложенного становится очевидным, что использование кристаллохимических характеристик слюд для характеристики разных фаций метаморфизма должно решаться в каждом конкретном случае с учетом геологических обстановок и петрографического состава рассматриваемых пород.

**Состав межслоевых катионов как индикатор условий метаморфизма.** Ряд авторов, занимавшихся особенностями кристаллохимии белых слюд при изучении и картировании зон метаморфизма в Альпах, обратили внимание на закономерное изменение состава межслоевых катионов как индикаторов  $P$ — $T$ -условий метаморфизма. К. Киприани с соавторами [Cipriani et al., 1971] показали очень четкую зависимость состава межслоевых катионов от температур для разных фаций метаморфизма. Так, от субфации кварц-мусковит-хлорит-альбитовой до кианит-альмандин-мусковитовой происходит последовательное увеличение содержания Na в межслоевых промежутках. При дальнейшем повышении температур, вплоть до ортоклазовой изограды, происходит резкое падение содержания Na, сопровождающееся возрастанием содержания  $K_2O$ . Освобождающийся Na участвует в образовании альбита. Эти наблюдения находятся в соответствии с экспериментальными данными, согласно которым доля парагонитового компонента в мусковите при 1 кбар зависит от температуры следующим образом [Guidotti, Sassi, 1976]: при температуре  $500^\circ C$   $Na_2O / (Na_2O + K_2O)$  составляет 15%, при  $600^\circ C$  — 25%, при  $650^\circ C$  — 18%.

Интересна исключительная чувствительность содержания парагонитового компонента к весьма узким пределам изменения температур.

Ц. Гвидотти и Ф. Сасси [Guidotti, Sassi, 1976] проанализировали содержание Na в межслоевых промежутках в зависимости от первичного состава слюды и динамики изменений  $P$ — $T$ -условий. При возрастании температур чем ниже давление, тем при меньшем содержании селадонитового компонента достигаются максимально высокие содержания Na в межслоевых промежутках. На рис. 23, 24 показана зависимость содержания селадонитовой составляющей и Na в межслоях при разных  $P$ — $T$ -условиях метаморфизма.

Х. Хардер [Harder, 1956] изучил динамику поведения парагонитовой составляющей в слюдах метаморфических пород низких и средних фаций метаморфизма в докембрийских пелитовых породах районов Дамара (Намбия).

Химический анализ белых слюд показал нарастание парагонитового компонента по мере перехода от фенгитов в слабо метаморфизованных породах до мусковитов средних фаций метаморфизма. Состав фенгитов характеризовался содержанием  $Si = 3,12+3,22$ ;  $Al = 2,44+2,60$  при 11—17 мол.% парагонитового компонента. При переходе к ставролит-биотитовой фации происходило разрушение хлорита, а фенгит преобразовывался в мусковит, содержащий  $Si = 3,03+3,08$ ;  $Al = 2,68+2,78$ ; содержание парагонитового компонента увеличивалось до 22% и он появлялся как самостоятельный минерал, образующий тонкие пластинки, переслаивающиеся с мусковитовыми. В присутствии кварца в нижней части андалузитовой зоны парагонит разрушался, что сопровождалось появлением андалузита и обогащением плагиоклаза альбитовой компонентой. При этом в твердом растворе слюды доля парагонита вновь уменьшалась до 10—15 мол.%.

Приуроченность парагонита к цоизит-амфиболовой фации высокого давления зафиксирована в метаморфическом поясе Санбагава (Япония). Любопытно, что здесь наблюдалось сосуществование мусковитов, обогащенных фенгитовой составляющей, и практически чисто алюминиевых парагонитов политипных модификаций 2M<sub>1</sub> и 3T.

Эта же ассоциация обнаружена в зеленосланцевой фации с блоками голубых сланцев о-ва Леро в Греции. Здесь также зафиксировано одновременное присутствие мусковитов, обогащенных селадонитовым компонентом, и чисто

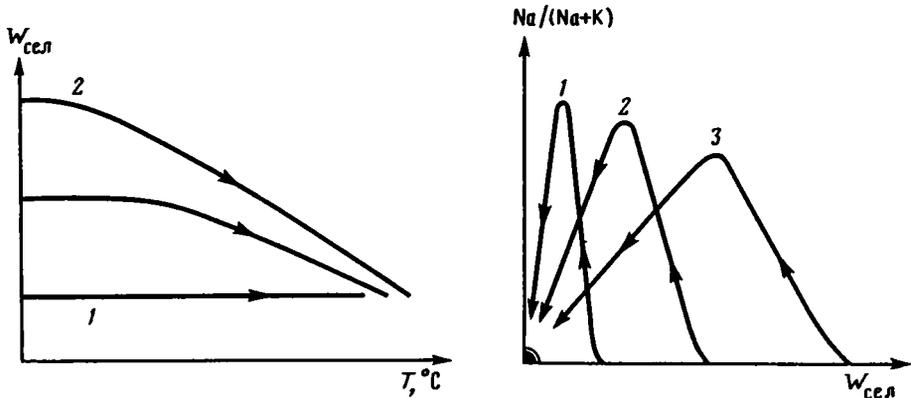


Рис. 23. Зависимость содержания селадонитового компонента  $W_{сел}$  в Al-диоктаэдрических слюдах от температуры при низком (кривая 1) и высоком (кривая 2) давлении [Guidotti, Sassi, 1976]

Рис. 24. Зависимость между относительным содержанием Na в межслоях и концентрацией селадонитового компонента  $W_{сел}$  от низкого (кривая 1), промежуточного (кривая 2) и высокого (кривая 3) давления [Guidotti, Sassi, 1976]

алюминиевых парагонитов. Использование упомянутых выше соотношений между параметрами  $b$  и  $c$  слюд может сыграть решающую роль при картировании фаций зеленосланцевого метаморфизма в тектонически сложных складчатых системах.

Таким образом, достаточно очевидно вырисовывается индикаторная характеристика парагенеза парагонита с фенгитоподобными "не чистыми" мусковитами в фациях метаморфизма высоких давлений (см. табл. 7).

### СЕМЕЙСТВО ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ ЛЕЙКОФИЛЛИТОВ И Al—Mg-ГИДРОСЛЮД

Общим для данного семейства минералов является практическое отсутствие замещения Si на Al в тетраэдрах, локализация слоевого заряда в октаэдрах 2 : 1 слоев при преобладании среди трехвалентных катионов Al. Геокристаллохимическое поле лейкофиллитов и Al—Mg-гидрослюд ограничено значениями  $Al_{IV}$  от 0 до 0,2 ф.е. при вариации степени железистости  $K_{Fe^{3+}}$  от 0 до 0,5 (см. рис. 20). Все известные лейкофиллиты имеют политипную модификацию 1M. Многие минералы данного семейства содержат до 20% разбухающих слоев, что позволяет отнести их к Al—Mg-гидрослюдам.

Распределение фигуративных точек на рис. 20 дает основание предполагать, что между лейкофиллитом и селадонитом существует серия непрерывных изоморфных переходов. Таким образом, поле лейкофиллитов по величине октаэдрического заряда примыкает к селадонитам, а по степени железистости — к Al-гидрослюдам и иллитам.

Одной из первых находок слюдистого минерала с составом, очень близким к лейкофиллиту, были измененные девонские туффиты горы Барчи. Близкая к лейкофиллиту слюда была описана в лавах Везувия.

Массовое распространение лейкофиллитов приурочено к эвапоритовым формациям. Как породообразующие минералы они замещали пирокластику в туфогенных прослоях в пермских породах боро-калийного месторождения Индер [Соколова, 1983]. Позднее эти минералы, замещающие основную массу в прослоях туффитов, были обнаружены А.А. Рассказовым [1984] в толще девонских отложений Старобинского месторождения калийных солей (табл. 8). Лейкофиллиты и в этих толщах могут быть легко опознаваемы даже при микроскопическом изучении. Они отличаются от дру-

Таблица 8  
Химический состав и структурные формулы  
лейкофиллитов из эвапоритовых отложений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	54,52	53,72	55,97	54,07	54,10	58,53	59,33
TiO <sub>2</sub>	1,62	0,60	0,67	0,46	0,13	0,22	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,01	17,99	17,11	13,15	11,98	11,31	13,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,66	2,89	4,85	3,12	5,23	5,11	3,29
FeO	Нет	0,28	0,16	1,15	0,98	Не опр.	0,62
MgO	5,10	5,59	5,73	5,88	9,45	10,84	8,12
CaO	0,22	0,69	0,63	1,23	Следы	Следы	0,46
Na <sub>2</sub> O	0,63	0,04	0,07	0,50	0,10	0,34	0,29
K <sub>2</sub> O	6,66	7,26	7,44	9,74	8,77	7,74	6,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7,60	5,42	3,96	Не опр. }	9,25 }	5,17 }	6,87
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	3,70	5,00	2,93				
Сумма	97,72	99,48	99,43	99,83	99,99	100,00	99,42
Si	3,96	3,75	3,80	3,94	3,82	3,90	3,99
Al <sub>IV</sub>	0,04	0,25	0,20	0,06	0,18	0,10	0,01
Al <sub>VI</sub>	1,33	1,26	1,18	1,07	0,81	0,79	1,05
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,15	0,25	0,17	0,25	0,26	0,17
Fe <sup>2+</sup>	—	0,02	0,01	0,07	0,06	—	0,04
Mg	0,55	0,60	0,59	0,64	0,99	1,01	0,81
K	0,61	0,67	0,65	0,90	0,79	0,66	0,57
Ca	—	0,05	0,03	—	—	—	—
Na	0,08	—	0,01	0,07	0,01	0,04	0,04

Примечание. Обр. 1—3 — пермские гипсоносные отложения купола Индер [Соколова, 1983]; обр. 4—7 — девонские калийно-галитовые отложения Стадобинского месторождения Белоруссии [Рассказов, 1984]. В обоих месторождениях лейкофиллиты — по пепловым прослоям.

гих галопелитов и глин соленосных месторождений тем, что формируют близкую к мономинеральной однородную массу с отчетливо сохранившейся первичной витрокластической структурой. Следует подчеркнуть, что лейкофиллиты образуются только по пирокластическим породам; в других глинах соленосных комплексов присутствуют Fe-иллиты, ассоциирующие с группой магнезиальных смешанослойных смектит-хлоритов. В парагенезе с лейкофиллитами часто встречаются, помимо магнезиальных силикатов, аутигенные калиевые полевые шпаты и кварц.

В обоих приведенных примерах образование лейкофиллита произошло по пепловому материалу трахит-липаритового состава. Т.Н. Соколова [1983] приводит данные о возможном участии гидротермальных растворов в формировании лейкофиллита Индерского месторождения. Широкое распространение лейкофиллита в девонских соленосных комплексах дает основание считать, что участие гидротерм не является обязательным условием образования лейкофиллита. Трудно предположить, что в мощных соленосных комплексах гидротермальные проявления были связаны только с локальными прослоями пирокластитов. Скорее можно допустить в отдельных случаях интенсификацию процесса преобразования пирокластики под воздействием повышенных значений теплового потока. Однако главным фактором является, по-видимому, нестойкий характер щелочной вулканокластики, по которой, вероятно, везде формировался лейкофиллит, особенно в условиях высокоминерализованных растворов солеродных бассейнов с активным участием в минералообразовании катионов Mg. Это подтверждается тем, что лейкофиллиты образуются по

пирокластике не только в эвапоритовых бассейнах. Помимо упомянутых выше находок минерала в лавах Везувия и кислых туффитах горы Барчи, лейкофиллит довольно подробно описан Н. Кохияма с соавторами [Kohyama et al., 1973] в туффитах месторождения Ойа-Иши в Японии. Авторы считают, что лейкофиллит мог образовываться либо при диагенетическом преобразовании пеплового материала и(или) под воздействием подводных гидротермальных растворов. Аномально высокое содержание  $P_2O_5$  дает основание и в этом случае предположить щелочной характер исходного пирокластического материала, по которому сформировался лейкофиллит, а также возможное участие в его генезисе гидротермальных растворов. Высокое содержание двухвалентного железа отличает этот тип лейкофиллита от типично эвапоритовых лейкофиллитов, в которых железо находится в основном в трехвалентной форме.

### Fe-ИЛЛИТЫ И ГИДРОСЛЮДЫ

Fe-иллиты и гидрослюды занимают на графике зависимости  $Al_{тетр}$  от  $K_{Fe^{3+}}$  четкое ограниченное поле, определяемое пределами железистости от 0,2 до 0,5. Обращает внимание то, что значения тетраэдрического и общеслоевого заряда находятся в тех же пределах, что у иллитов и гидрослюд, содержащихся в породах, относительно слабо измененных постседиментационными преобразованиями (см. рис. 20). Широкое распространение Fe-иллитов как породообразующих минералов в терригенно-хемогенных комплексах было установлено авторами в 1971 г. [Коссовская, Дриц, 1971].

До 1968 г. были известны только единичные находки гидрослюд промежуточного состава между глауконитами и иллитами, названные различными исследователями железистым иллитом, глауконитовой слюдой и глауконитовым иллитом. Обычно внимание исследователей концентрировалось на двух обстоятельствах: 1) описании кристаллохимической индивидуальности гидрослюд данного типа; 2) специфике генезиса, связанного в отличие от глауконитов с неморскими обстановками. Все "зеленые слюды", как их часто называют, были обнаружены в осадках континентальных водоемов озерного или лагунного типа. Особенно интересно то, что В. Перри и У. Ривс [Perry, Reeves, 1966] обнаружили "глауконитовые слюды" в современных доломитовых осадках одного из озер Моунд Лин (США). В тех же осадках позднее они обнаружили сепиолит. Считая самым важным результатом своих исследований выявление неморского генезиса специфических железистых иллитов, морфологически и микроскопически близких к глаукониту, зарубежные авторы не обратили внимания на особенности их генезиса, оказавшегося связанным во многих случаях с водоемами эвапоритовых обстановок.

Нами железистые иллиты были детально изучены в кунгурских и верхнеказанских отложениях Южного Приуралья, в девоне северо-западных районов Русской платформы. В обоих случаях они были связаны с осадками морских и озерных засоляющихся водоемов, представленными доломитовыми мергелями, доломитами и гипсами. Они были обнаружены также в пермских комплексах соленосных отложений и в девонских породах Солегорского месторождения калийных солей [Коссовская и др., 1971].

Fe-иллиты имеют очень широкий диапазон распространения в различных литологических типах пород, начиная от глин, ассоциирующих с карбонатами, и кончая хемогенными породами — от доломитов до сульфатов и галитов (каменные соли, сильвиниты, карналлиты). Мономинеральные образования железистых иллитов были встречены в двух морфологически различных формах. Первая представляла корочки, пленки и вкрапленники интенсивно зеленого цвета на плоскостях напластования доломитовых мергелей и гипсово-ангидритовых пород. Под микроскопом эти образования с ярко-зеленой окраской и характерной агрегатной поляризацией чрезвычайно напоминают глауконит. Второй тип развит очень широко в мономинераль-

Таблица 9  
Химический состав и структурные формулы Fe-иллитов

Компонент	I			
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	49,10	50,67	50,54	48,45
TiO <sub>2</sub>	0,99	0,90	1,07	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,95	21,21	22,41	22,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,89	6,46	6,74	7,65
FeO	0,62	0,99	1,18	1,12
MgO	3,54	3,93	3,04	3,04
CaO	0,47	0,47	0,53	0,88
Na <sub>2</sub> O	1,18	0,23	0,18	0,23
K <sub>2</sub> O	6,72	6,86	6,58	6,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,31	5,38	5,97	5,26
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,85	2,85	2,97	2,94
Si	3,38	3,46	3,46	3,53
Al <sub>IV</sub>	0,62	0,64	0,54	0,47
Al <sub>VI</sub>	1,25	1,32	1,20	1,27
Fe <sup>3+</sup>	0,41	0,36	0,47	0,34
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,07	0,03	0,06
Mg	0,25	0,25	0,30	0,33
K	0,60	0,59	0,60	0,61
Ca	0,07	0,06	0,03	0,03
Na	0,03	0,02	0,02	0,03

Примечание. I (обр. 1—4) — девонская доломитово-терригенная толща Прибалтики; глины [Коссовская и др., 1971]. II (обр. 5—10) — девонская галитово-калийная толща Старобинского

ных глинах мощностью от 2—3 м до десятков метров, переслаивающихся с доломитами и доломитовыми мергелями. Под микроскопом в шлифах глинистое вещество имеет однородную структуру, связанную со строгой ориентировкой отдельных глинистых частиц, что приводит к одновременному погасанию и просветлению поля зрения при поворотах столика.

Рентгеновская характеристика железистых иллитов обоих морфологических типов очень сходна. Дифрактограммы минералов содержат серию базальных отражений с  $d_{(001)} = 10,0 + 10,1 \text{ \AA}$ , слабо изменяющуюся при насыщении глицерином и при прокаливании, а также рефлекс 060 с  $d = 1,505 + 1,508 \text{ \AA}$ . Политипная модификация железистых иллитов 1M—1Md.

Однотипность химического состава и структуры новообразованных железистых иллитов, образующих зеленые корочки, вкрапленники и примазки с веществом достаточно мощных прослоев глин, служат еще одним доказательством аутигенного происхождения этого типа иллитов (табл. 9).

В поликомпонентных глинах палеозойских разрезов (С—D) Прибалтики Fe-иллиты также часто являются основным породообразующим минералом.

Следует отметить, что в это же поле попадают определенные типы глобулярных глауконитов, которые по своим кристаллохимическим характеристикам идентичны Fe-иллитам. Мы будем называть их Al-глауконитом только потому, что они характеризуются глобулярной формой, типичной для глауконитов. Наибольшее распространение они имеют в породах рифейских и нижнекембрийских отложений Западной Сибири, представленных главным образом доломитами, накопившимися в бас-

II						
5	6	7	8	9	10	
52,29	52,59	51,20	49,54	51,02	49,22	
1,46	1,35	1,14	1,12	1,18	1,09	
17,35	18,50	18,07	15,50	15,22	15,71	
10,38	9,52	9,77	11,4	11,21	7,13	
—	—	—	—	Следы	0,69	
4,72	4,94	5,41	7,46	8,76	6,49	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	
7,46	6,98	6,99	6,95	7,13	6,66	
6,32	7,03	7,41	8,01	7,13	5,44	
3,63	3,58	3,57	3,52	3,53	3,64	
0,37	0,42	0,43	0,48	0,47	0,36	
1,05	1,09	1,05	0,82	0,77	1,01	
0,54	0,50	0,51	0,61	0,50	0,40	
—	—	—	—	—	0,04	
0,51	0,51	0,56	0,79	0,90	0,71	
0,66	0,62	0,62	0,63	0,63	0,63	
—	—	—	—	—	—	
—	—	—	—	—	—	

месторождения; Fe-иллиты из глин, чередующихся с доломитово-гипсовыми пачками [Рассказов, 1984], породы не изменены.

сейнах с повышенной минерализацией [Николаева, 1977; Ивановская, Ципурский, 1982]. Таким образом, этот тип слюдястых железистых минералов, по-видимому, формировался в обстановках, сходных с теми, где были встречены описанные выше Fe-иллиты девонских отложений глин и мергелей Восточно-Европейской платформы и пермских — Предуральяского прогиба.

Однако это не исключает и другие механизмы формирования Al-глауконитов или Fe-иллитов глобулярной формы. Первый — это глубокие постседиментационные преобразования, при которых зерна глауконитов становятся более алюминиевыми [Шутов и др., 1975]. Возможность существования такого процесса не только в рифейских и нижнекембрийских породах, но и в молодых постседиментационно измененных отложениях подтверждается наблюдениями Б. Ирланда с соавторами [Ireland et al., 1983].

Второй механизм алюминизации связан с преобразованием глауконитов при специфических условиях выветривания. При этом возникает неоднородность состава и строения зерен, выражающаяся на макро- и микроуровнях в их осветлении, появлении пятнистости и формировании вторичных железистых минералов — окислов и(или) сульфидов. Микронзондовый анализ показывает неоднородное распределение в пределах одного зерна железистых и алюминиевых фаз. Нельзя не подчеркнуть, что в пределах зерен иногда встречаются в тесных взаимоотношениях отдельные фазы железистой и алюминиевой слюд [Ивановская, Ципурский, 1982].

Представляется, что должны существовать и гидротермальные Fe-иллиты. На такую возможность указывают так называемые сколиты, описанные и подробно изученные У.И. Феношиной и В.А. Дрицем [1961], а также В.Д. Шутовым [1984]. Минеральные выделения в жилках представляют смешанослойные фазы с содержанием Fe-иллитовых слоев до 70%.

### ГРУППА ГЛАУКОНИТОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Детальному кристаллохимическому изучению глауконитов посвящены многочисленные работы, и основные их особенности известны достаточно хорошо [Николаева, 1977; Odum, 1984; Дриц, Коссовская, 1986]. Важнейшей чертой состава их структуры, помимо высокого содержания трехвалентного железа, является более высокое, чем в алюминиевых слюдах, содержание двухвалентных октаэдрических катионов.

По значениям  $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al^{3+}}$  поле истинных глауконитов и Fe—Al-гидрослюд резко отклоняется от поля железистых слюд, в которое, однако, как уже упоминалось, попадают Al-глаукониты. Пределы колебаний коэффициента железистости от 0,5 до 1,0, хотя наибольшее число образцов глауконитов разного возраста и разных регионов попадают в область значений  $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al^{3+}}$  от 0,65 до 0,85. Тетраэдрический заряд меняется от 0,15 до 0,55, а октаэдрический — от 0,3 до 0,75.

В границах обширного "глауконитового поля" наблюдаются широкие вариации состава элементарных ячеек, выражающиеся в целом ряде характеристик: 1) при данной степени железистости виден большой разброс значений тетраэдрического и октаэдрического зарядов и, напротив, при определенных октаэдрических и тетраэдрических зарядах возможны широкие изменения степени железистости; 2) значения суммарного заряда ограничены довольно узким спектром, укладываемымся в основном в пределах 0,75—0,92. Близкие значения суммарного заряда при широких вариациях октаэдрического и тетраэдрического зарядов объясняются тем, что при увеличении первого уменьшается величина второго, и наоборот; 3) при общем высоком содержании двухвалентных катионов состав их (т.е. соотношение двухвалентного железа и магния) отличается большой пестротой, хотя в большинстве случаев  $Mg > Fe^{2+}$ ; 4) все глаукониты по характеру распределения зарядов в октаэдрических и тетраэдрических сетках структуры можно разделить (пока условно) на две подгруппы.

Первая подгруппа, для которой октаэдрический заряд больше тетраэдрического, составляет как бы промежуточное звено в непрерывном ряду изоморфизма от селадонита до глауконитов, составляющих вторую подгруппу, для которой тетраэдрический заряд больше или равен октаэдрическому. По данной характеристике эти глаукониты близки к железистым иллитам. Глаукониты в абсолютном большинстве случаев характеризуются политипными модификациями 1Md, а разная степень структурной упорядоченности определяется, с одной стороны, эффектом смешанослойности, а с другой — дефектами упаковки за счет азимутальных поворотов 2 : 1 слоев на углы, кратные 60° [Сахаров и др., 1990].

По степени железистости к глауконитам примыкают селадониты (см. рис. 20).

**Проблемы генезиса и индикаторных возможностей  
высокожелезистых диоктаэдрических слюд  
и гидрослюд на континентах и в океанах**

Несмотря на интенсивные исследования минералов селадонит-глауконитовой группы до сих пор существуют серьезные разногласия в трактовке особенностей их происхождения и постседиментационной истории. Полученные в последние годы результаты изучения осадков и преобразованных базальтов активных обстановок дна Мирового океана дали новый материал и импульс к интенсификации исследования проблемы железистых слюд в различных ракурсах, на которых мы остановимся ниже. По-видимому, априори можно утверждать, что эта группа минералов полигенна. Для более определенного ответа на этот вопрос необходимо детальное изучение тонких кристаллохимических и морфологических особенностей этих минералов, их парагенезов с сопутствующими минералами в конкретных геологических обстановках.

Обратимся вначале к картине глобального распространения высокожелезистых слюдястых минералов в различных геологических обстановках осадочной оболочки континентов и океанов.

На континентах слюды глауконит-селадонитового ряда, несмотря на распространенность в отложениях разного возраста, играют тем не менее резко подчиненную роль по сравнению с алюминийсодержащими разновидностями. Напротив, в разных океанических типах геологических обстановок как в осадочном слое, так и в продуктах подводного преобразования базальтов II слоя океанов мы встречаем практически только железистые слюдястые минералы, которые отличаются очень высоким содержанием катионов  $Fe^{3+}$  при незначительной доле Al. Необходимо однако помнить, что если в породах континентальных блоков Al-слюды являются одним из главнейших породообразующих минералов, то в общей массе пород океанической коры содержание слюдястого компонента очень мало. Это распространение алюминиевых и железистых слюдястых минералов с индикаторной выразительностью подчеркивает сиалическую природу коры континентальных блоков и фемическую специализацию пород океанической коры со свойственным им дефицитом K, по-видимому, заимствуемым как показали авторы, не за счет "петрофонда" пород магматического субстрата океанов, а из океанической воды и, возможно, регионального гидротермального подтока [Дриц, Коссовская, 1990].

Глаукониты в осадочных отложениях встречаются в разнообразных литологических типах пород (карбонатных, кремнистых, глинистых, песчаных и др.) во всем разрезе осадочного чехла земной коры начиная от рифея и до современных осадков океанов (табл. 10).

И.В. Николаева [1977] установила определенные периоды "вспышек" наиболее интенсивного глауконитообразования, имевшего место в рифее, нижнем кембрии, ордовике, юре, мелу и палеогене. Она показала при этом приуроченность глауконитов к определенным литологическим типам пород в истории Земли. Так, в докембрии и палеозое широко распространены терригенно-известковые и терригенно-доломитовые типы глауконитсодержащих отложений, в мезозое-кайнозое появляются терригенно-опокковый и терригенно-меловой типы с фосфато-железистым оруденением. Интересно, что кварц-песчано-глауконитовый тип является "сквозным" от рифея до современных осадков. По мнению И.В. Николаевой, глаукониты в силу своей широкой распространенности и лабильности кристаллохимического состава являются уникальными минералами, способными отражать разные черты своеобразия и эволюции осадочного процесса в истории развития Земли. Одной из важнейших характеристик глауконитов она считает то, что их состав отражает эволюцию солевого состава Мирового океана или историю главных химических элементов в морском осадконакоплении. В частности, при переходе от глауконитов рифейского возраста к глауконитам из современных осадков увеличивается содержание Fe и уменьшается кон-

**Типовые кристаллохимические формулы глаукоцитовых минералов  
среднего состава, магнезиальных (булайцитов) и алюминиевых из вендских,  
кембрийских, ордовикских и палеогеновых отложений  
Сибирской и Русской платформ**

1. Терригенно-глинистый комплекс. Ордовик Сибирской платформы [Николаева, 1981, табл. 7]  
 $(\text{Si}_{3,68}\text{Al}_{0,32})(\text{Al}_{0,61}\text{Fe}_{0,83}^{3+}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Mg}_{0,40})\text{K}_{0,73}\text{Ca}_{0,03}\text{Na}_{0,04}$
2. Терригенно-известковый комплекс. Ордовик Сибирской платформы (табл. 7\*)  
 $(\text{Si}_{3,63}\text{Al}_{0,37})(\text{Al}_{0,44}\text{Fe}_{0,96}^{3+}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Mg}_{0,48})\text{K}_{0,72}\text{Ca}_{0,02}\text{Na}_{0,02}$
3. Терригенно-доломитово-известковый комплекс. Ордовик (табл. 7)  
 $(\text{Si}_{3,60}\text{Al}_{0,40})(\text{Al}_{0,46}\text{Fe}_{0,94}^{3+}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Mg}_{0,52})\text{K}_{0,70}\text{Ca}_{0,03}\text{Na}_{0,01}$
4. Терригенно-доломитово-известковый нижний кембрия (табл. 7)  
 $(\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,45})(\text{Al}_{0,39}\text{Fe}_{0,86}^{3+}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Mg}_{0,51})\text{K}_{0,67}$
5. Терригенно-доломитово-известняковый комплекс докембрия. Сибирская платформа (табл. 10)  
 $(\text{Si}_{3,75}\text{Al}_{0,25})(\text{Al}_{0,58}\text{Fe}_{0,47}^{3+}\text{Fe}_{0,30}^{2+}\text{Mg}_{0,82})\text{K}_{0,62}\text{Ca}_{0,10}$
6. Гипсоносно-доломитовый комплекс нижнего кембрия (табл. 8)  
 $(\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,45})(\text{Al}_{0,24}\text{Fe}_{0,68}^{3+}\text{Fe}_{0,35}^{2+}\text{Mg}_{1,04})\text{K}_{0,77}\text{Ca}_{0,07}$
7. Рифейские отложения Туруханского поднятия Патомского нагорья (табл. 10)  
 $(\text{Si}_{3,52}\text{Al}_{0,48})(\text{Al}_{1,20}\text{Fe}_{0,36}^{3+}\text{Fe}_{0,15}^{2+}\text{Mg}_{0,31})\text{K}_{0,74}\text{Ca}_{0,07}$
8. Докембрия Байкало-Патомского нагорья (табл. 10)  
 $(\text{Si}_{3,55}\text{Al}_{0,75})(\text{Al}_{1,35}\text{Fe}_{0,37}^{3+}\text{Fe}_{0,15}^{2+}\text{Mg}_{0,31})\text{K}_{0,70}$
9. Образец глауконита из глауконитита, подстилающего оболовые слои. Ордовик. (Прибалтика).  
 Образец характеризуется наибольшей гомогенностью по плотностным характеристикам [Шутов и др., 1975]  
 $(\text{Si}_{3,76}\text{Al}_{0,24})(\text{Al}_{0,53}\text{Fe}_{0,89}^{3+}\text{Fe}_{0,18}^{2+}\text{Mg}_{0,39})\text{K}_{0,80}\text{Na}_{0,01}$
10. Железистый глаукоцит (фракция из песчаников палеогенного флиша Предкавказья) [Шутов и др., 1983]  
 $(\text{Si}_{3,69}\text{Al}_{0,31})(\text{Al}_{0,48}\text{Fe}_{1,03}^{3+}\text{Fe}_{0,09}^{2+}\text{Mg}_{0,42})\text{K}_{0,89}\text{Ca}_{0,07}\text{Na}_{0,02}$
11. Алюминиевый глаукоцит (фракция из песчаников палеогенного флиша Предкавказья) [Шутов и др., 1983, табл. 10]  
 $(\text{Si}_{3,70}\text{Al}_{0,30})(\text{Al}_{0,92}\text{Fe}_{0,56}^{3+}\text{Fe}_{0,15}^{2+}\text{Mg}_{0,37})\text{K}_{0,61}\text{Ca}_{0,08}\text{Na}_{0,03}$

\*Ссылки на таблицы из работы [Николаева, 1981].

центрация Al и Mg. Отмечается корреляция эпох интенсивного кремнеаккумуляции с высоким содержанием Si в тетраэдрах глауконитов палеогена и верхнего мела. Высокомагнезиальные глаукониты часто связаны с доломитовыми комплексами и отражают роль климатических условий.

Не отрицая того, что направленность эволюции состава глауконитов может характеризовать особенности вещественного состава пород той или иной эпохи глауконитообразования, В.Д. Шутов с соавторами [1975] показали, что тенденция к нарастанию степени алюминиевости глауконитов с увеличением возраста, возможно, является также следствием их эпигенетических преобразований.

Не менее интересны индикаторные возможности глауконитов как показателей латеральных изменений среды осадконакопления в пределах определенных седиментационных бассейнов. Широко известен впервые установленный Л.И. Горбуновой факт зонального распределения глауконитов в пределах одного бассейна. Обычно наиболее железистые глаукониты концентрируются вблизи прибрежной линии, а нарастание степени алюминиевости происходит по мере продвижения к центру бассейна, что связывалось с геохимической зональностью в распределении железа.

В.Д. Шутов с соавторами [1983] в очень детальном исследовании привели убедительные данные в пользу другой возможности интерпретации этого явления и обосновали новую точку зрения на генезис глауконитов. На основе детального литолого-фациального, минералогического и структурного изучения глауконитов одного и того же стратиграфического среза пласта "Аврора" кампанского флиша Северо-Западного Кавказа эти авторы показали, что классическая схема диагенетического образования глауконита не пригодна для флишевого бассейна. Согласно их представлениям, исходным источником гелевидного вещества для глауконитообразования во флишевом тропе были продукты гидротермальной деятельности, поступавшие в морской бассейн по каналам глубинных конседиментационных разломов.

Согласно их модели, гелевидные осадки, образовавшиеся в прибортовых участках бассейна вблизи зон конседиментационных разломов за один этап гидротермальной деятельности, должны быть наиболее железистыми в подошве (начало импульса) и все более Al-содержащими при продвижении к кровле пласта. Последующие седиментационные процессы терригенного материала и аутигенного глауконитового вещества приводят к такому распределению глауконита, при котором верхние, относительно обогащенные алюминием части осадка будут перенесены в наиболее отдаленные от прибортовых зон участки бассейна. Аллотигенное перемещение уже сформированных глауконитовых глобуль по площади бассейна составляет одно из центральных звеньев в предполагаемой концепции образования глобулярного глауконита в бассейне флишевой формации [Шутов и др., 1983].

Остановимся подробно на генетических представлениях о механизме образования глауконитов, пользовавшихся наибольшей популярностью до последнего времени и сохранивших свою "жизнеспособность" и сейчас. Большинство исследователей, как известно, издавна считали глаукониты аутигенными диагенетическими минералами, сформировавшимися в морской среде, для которой характерна окислительно-восстановительная обстановка, благоприятствующая участию железа в силикатном фазообразовании [Лисицына, Бутузова, 1981; Николаева, 1977]. Вместе с тем процесс глауконитообразования зачастую представлялся в достаточно общем виде без надежного обоснования возможности протекания тех или иных химических реакций. В этих условиях разные авторы по-разному представляли конкретный механизм глауконитообразования.

Дж. Хауэр [Hower, 1961] и другие развили теорию, названную теорией слевой

решетки. Согласно их точке зрения, необходимым условием формирования глауконитов является наличие исходной матрицы из минералов, содержащих 2:1 слои (биотит, хлорит, иллит, смектит и др.). Кроме того, требуется массовое снабжение исходного материала Fe и K в условиях подходящего окислительно-восстановительного потенциала. Наличие органического материала в форме фекалий, фораминифер и других органических остатков обеспечивает окислительно-восстановительный потенциал, необходимый для участия Fe в силикатообразовании. Предполагается далее, что процесс глауконитизации должен включать изоморфные замещения ионов Al, Mg ионами Fe<sup>3+</sup> в октаэдрических сетках 2:1 слоев деградированных слоистых силикатов. Более того, при этом должно происходить увеличение заряда 2:1 слоев, что в свою очередь инициирует адсорбцию катионов K из морской воды. По мнению авторов, вначале образовывался смешанослойный глауконит-смектит, который постепенно превращался в глауконит по мере накопления Fe<sup>3+</sup> в октаэдрах и K в межслоях.

Слабым местом этой концепции является требование обязательно иметь в качестве исходного 2:1 силикатный материал. Кроме того, возможность замещения Al на Fe<sup>3+</sup> в октаэдрах 2:1 слоистых силикатов не обоснована с термодинамической точки зрения, если учесть слабую химическую активность Al в условиях низких температур. Наконец, в этой концепции оставалось неясным, почему вхождение Fe<sup>3+</sup> в октаэдры 2:1 слоев должно увеличивать их отрицательный заряд. Замещение Al на Fe<sup>3+</sup> является изовалентным, а замещение Mg на Fe<sup>3+</sup> должно приводить к росту не отрицательного, а положительного заряда 2:1 слоев. Если же первоначально в октаэдры 2:1 слоев входят катионы Fe<sup>2+</sup>, то их последующее окисление вновь должно понизить слоевой заряд. Определенные проблемы возникали в связи с объяснением причин преимущественного развития глобулярной формы зерен глауконита.

Ж. Милло [1968] и другие развили так называемую теорию новообразованных глауконитов. Странники этой теории считают, что глауконитовый материал образуется в результате синтеза из насыщенного исходными компонентами илового раствора или в соответствии с механизмом растворение-переотложение. Л. Один и А. Маттер (1981 г.) показали, что даже при образовании глауконита за счет биотита первоначально происходит растворение биотитовых кристаллов и аутигенный рост кристаллов глауконита. Согласно этой теории, вначале образуются высокожелезистый смектит или смешанослойные фазы смектит-глауконит с относительно низким содержанием K и высокой концентрацией разбухающих слоев. В дальнейшем происходит адсорбция K и улучшение структурной упорядоченности глауконитового материала. В конце концов формируются глаукониты с малым содержанием разбухающих межслоев и относительно высокой упорядоченностью в наложении 2 : 1 слоев.

В этой более привлекательной концепции, с нашей точки зрения, не вполне четко сформулированы представления о конкретном механизме формирования серии от высокожелезистого смектита через смешанослойные фазы в глауконит. Здесь возможен как механизм твердофазового превращения по матрице высокожелезистого смектита, так и растворение каждой предшествующей фазы и последующий рост кристаллов нового состава с более высоким содержанием слюдяных межслоев за счет увеличения заряда 2:1 слоев и концентрации катионов K. С другой стороны, наблюдаемая гетерогенность состава разных глобуль одного образца и микрокристаллов в пределах индивидуальных глобуль может быть связана, как уже говорилось, с локальной гетерогенностью физико-химических условий и гетерогенностью состава исходных компонентов среды, в которой происходило глауконитообразование. Она также может быть результатом гидродинамического режима, обусловившего смешивание зерен, образовавшихся в разных местах и разных физико-химических условиях, причем нюансы этих условий

могли быть очень незначительные и существовать в локальных близко расположенных участках одного и того же бассейна седиментации. Кроме того, гетерогенность глауконитов может быть связана с такими внешними воздействиями, как химическое выветривание, постседиментационные преобразования и т.п.

В названных концепциях глауконитообразования обычно предполагалось, что исходный материал для формирования глауконита мобилизуется на континенте, например в корях выветривания. Другими словами,  $\text{SiO}_2$ , Fe, Al и др. в виде взвеси, коллоидов или в форме растворенных компонентов доставляются реками в прибрежно-морские фации, где на границе осадков с придонной морской водой и может идти процесс глауконитообразования.

Значительный шаг вперед в понимании механизма формирования глауконитов сделан в последние годы на основе тщательного литолого-минералогического анализа с детальным изучением состава и строения этих минералов. Полученные результаты позволили уверенно полагать, что процесс формирования глауконита проходит стадию геля. Это весьма важный вывод, с которым трудно не согласиться. Сторонники диагенетического происхождения глауконитов представляют этот процесс следующим образом. В морских осадках аморфные гидроокислы железа сорбируют кремнезем различного типа и соосаждаются в форме железисто-кремниевое геля. Этот гель испытывает автораскристаллизацию и проходит стадии от нонтронита через смешанослойные фазы к глаукониту за счет фиксации катионов K из иловых вод. В этой концепции не вполне ясны физико-химические условия, при которых возможно образование кремнисто-железистого геля, если учесть достаточно низкую растворимость  $\text{SiO}_2$  в морской воде. Нуждается в более четком обосновании и вопрос о возможности фиксации катионов K из иловых вод в условиях более высоких концентраций в них Na и Mg, хотя "тяготение" K к железисто-кремневым фазам наблюдается очень часто, а преобладание в межслоях океанических смектитов обменных катионов K — твердо установленный факт [Дриц, Коссовская, 1980].

Концепцию гидротермального генезиса глауконита в кремнисто-меловых формациях Русской платформы и других регионов мира развивает В.И. Муравьев [1983]. Отметим некоторые из аргументов, использованных В.И. Муравьевым для обоснования концепции гидротермального механизма образования глауконита.

Известно, что глауконитсодержащие породы, будь то терригенные, карбонатные или кремнистые отложения, залегают нередко в форме достаточно мощных латерально протяженных слоев. Для объяснения этого факта допустим существование достаточно высоких концентраций абсолютных масс железисто-кремниевое геля, служившего исходным материалом для формирования глауконитовых минералов. Ничтожно низкая растворимость гидроокислов железа и кремнезема в морской воде делает трудно допустимым синхронное накопление на достаточно обширных территориях значительных масс железисто-кремниевое геля, в некоторых случаях даже преобладающего над терригенным материалом.

В обычных обстановках шельфа и прибрежной зоны продукты соосаждения гидроокислов железа и кремнезема должны быть в известной степени подавлены фоновой (терригенной или биогенной) седиментацией, поскольку темпы последней на три—четыре порядка превышают темпы седиментации аутигенного железисто-кремниевое геля и глобулярные глаукониты оказываются рассеянными в основной массе пород. Однако известны случаи накопления в осадочных толщах практически почти мономинеральных глобулярных глауконитов. Примером таких пород мог служить пласт 1,5-метровой мощности чистых глауконитов, обнажающихся в карьере Маарду (Эстония) на месторождении фосфоритовых обломочных песчаников.

Осаждение больших масс железисто-кремниевое геля, способных образовывать слои, практически не разбавленные посторонним материалом, может проис-

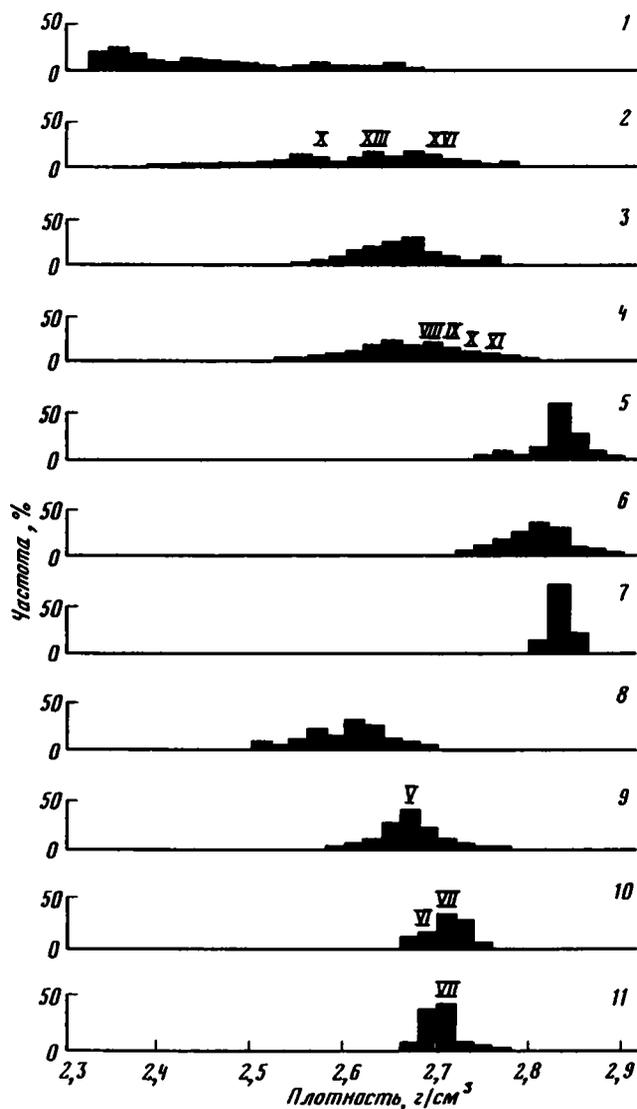


Рис. 25. Характерные гистограммы глауконитов разного возраста

1 — Тихий океан, Калифорнийский желоб, обр. 4214, четвертичные отложения; 2 — Тихий океан, Атакамский желоб, четвертичные отложения; кристаллохимические формулы фракций: X —  $K_{0,51}Na_{0,10}(Si_{3,72}Al_{0,28})_4(O)_{10}(Al_{0,26}Fe_{1,27}^{3+}Fe_{0,09}^{2+}Mg_{0,40})_2O_{10}(OH)_2$ ; XIII —  $K_{0,55}Na_{0,24}(Si_{3,72}Al_{0,28})_4(O)_{10}(Al_{0,32}Fe_{1,18}^{3+}Fe_{0,13}^{2+}Mg_{0,36})_2O_{10}(OH)_2$ ; XVI —  $K_{0,50}Na_{0,27}(Si_{3,75}Al_{0,25})_4(O)_{10}(Al_{0,47}Fe_{1,04}^{3+}Fe_{0,12}^{2+}Mg_{0,34})_2O_{10}(OH)_2$ ; 3 — обр. 1771, Русская платформа, верхний неоген; 4 — Прибалтийский район, обр. ЮП-1, нижний мел; кристаллохимические формулы фракций: VIII —  $K_{0,63}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,75}Al_{0,25})_4(O)_{10}(Al_{0,47}Fe_{1,05}^{3+}Fe_{0,16}^{2+}Mg_{0,33})_2O_{10}(OH)_2$ ; IX —  $K_{0,65}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,74}Al_{0,26})_4(O)_{10}(Al_{0,46}Fe_{1,05}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,31})_2O_{10}(OH)_2$ ; X —  $K_{0,67}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,72}Al_{0,28})_4(O)_{10}(Al_{0,42}Fe_{1,10}^{3+}Fe_{0,17}^{2+}Mg_{0,32})_2O_{10}(OH)_2$ ; XI —  $K_{0,66}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,67}Al_{0,33})_4(O)_{10}(Al_{0,37}Fe_{1,18}^{3+}Fe_{0,16}^{2+}Mg_{0,32})_2O_{10}(OH)_2$ ; 5 — Кавказ, обр. 17016, нижний мел; 6 — бассейн р. Лаба,

ходить при осаждении гидролизатов вблизи подводных гидротермальных источников. При ослаблении подтока железисто-кремневых гидротермальных растворов начинает превалировать осаждение биогенного или терригенного материала, обуславливающего локализацию геля в виде рассеянных глобулярных образований. Дальнейшая диагенетическая переработка такого гелевого вещества приводит к образованию глауконитовых глобуль, фазовый состав которых будет зависеть как от физико-химических условий среды, так и от соотношения катионов в геле, наличия в нем тех или иных примесей и в первую очередь примесей, легко трансформирующихся в глауконит (слюды, темноцветные минералы, вулканическое стекло), и других факторов.

Прямое доказательство того, что образование глауконитов (по крайней мере изученных образцов) не происходило путем прямого синтеза из растворов, получено недавно французскими исследователями К.Парроном и М.Амориком [Parron, Amouric, 1987]. Они изучали строение глауконитовых микромонокристаллов методом высокоразрешающей электронной микроскопии. Для исследований были отобраны два образца глауконитов палеоценового возраста из двух регионов, которые отличались степенью трехмерной упорядоченности. Образец 1 практически нацело был представлен собственно глауконитом, тогда как обр. 2 был менее богат этим минералом. Во всех глобулях обр. 1 микрокристаллы имели вытянутую вдоль оси *a* лентовидную форму, а глобули обр. 2, кроме того, содержали мелкие пластинчатые частицы. Лентовидные кристаллы имели своеобразное строение, при котором прослой гелеобразного материала сменялись областью, содержащей 12,5 Å "слои", которая затем сменилась зоной собственно глауконита, представленной 10 Å слоями, к которой вновь примыкала область 12,5 Å слоев и т.п. Такое чередование слоев разной природы оказалось особенно характерным для микрокристаллов из глобуль обр. 2. С химической точки зрения гелеобразный материал в обр. 1 был обогащен Si, обеднен Fe, тогда как в обр. 2, напротив, отличался высоким содержанием Fe. В обоих случаях состав гелеподобного материала не соответствовал стехиометрии слоистых силикатов. 12,5 Å фаза о составе соответствовала в одном случае нонтрониту, а в другом — монтмориллониту. Эти данные свидетельствуют о том, что из-за гетерогенности состава исходного геля процесс его раскристаллизации в 2:1 слоистые фазы сопровождался "отжиманием" нестехиометрической составляющей в отдельные области, которые тем не менее оставались внутри микрокристалла.

Наконец, следует отметить, что согласно представлениям В.И. Вернадского,



обр. 100, верхняя юра; кристаллохимическая формула фракции:  $K_{0,78}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Si_{3,60}Al_{0,40})_{4,00}(Al_{0,59}Fe_{0,84}^{3+}Fe_{0,23}^{2+}Mg_{0,4})_{2,06}O_{10}(OH)_2$ ; 7 — Прибалтийский район, обр. 68/69,

ордовик; кристаллохимическая формула "пиковой" фракции:  $K_{0,8}Na_{0,01}(Si_{3,76}Al_{0,24})_{4,00} \cdot (Al_{0,55}Fe_{0,89}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,39})_{2,01}O_{10}(OH)_2$ ; 8 — Пачелмский прогиб, обр. 1389—1396, венд;

кристаллохимическая формула фракции "пиковой"  $K_{0,62}(Si_{3,71}Al_{0,29})_{4,00}(Al_{0,77}Fe_{0,74}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,41})_{2,07} \cdot O_{10}(OH)_2$ ; 9 — Урал, обр. 3426, венд; кристаллохимическая формула фракции:  $V — K_{0,63}Na_{0,03}(Si_{3,58}Al_{0,42})_{4,00}(Al_{1,25}Fe_{0,39}^{3+}Fe_{0,11}^{2+}Mg_{0,26})_{2,01}O_{10}(OH)_2$ ; 10 — Урал, обр. 9, рифей;

кристаллохимические формулы фракции:  $VI — K_{0,71}(Si_{3,65}Al_{0,35})_{4,00} \cdot (Al_{1,24}Fe_{0,44}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,27})_{1,97}O_{10}(OH)_2$ ;  $VII — K_{0,83}(Si_{3,55} \cdot Al_{0,45})_{4,00}(Al_{1,25}Fe_{0,35}^{3+}Fe_{0,14}^{2+}Mg_{0,25})_{2,00}O_{10}(OH)_2$ ; 11 —

Оленекское поднятие, обр. 501а, рифей; кристаллохимическая формула фракции:  $VII — K_{0,73}Na_{0,03}(Si_{3,61}Al_{0,39})_{4,00}(Al_{1,19}Fe_{0,3}^{3+}Fe_{0,2}^{2+}Mg_{0,33})_{2,03}O_{10}(OH)_2$ .

образование глауконита могло происходить при активном участии бактерий, деятельность которых сравнительно легко могла приводить к образованию кремнисто-железистого геля.

Особый интерес представляет вопрос о степени и характере гомогенности глауконитового материала не только в кристаллохимическом, но и в генетическом аспекте. Воплощаться эта гетерогенность может на разных минералогических и кристаллохимических уровнях. Наиболее "грубый" уровень гетерогенности — присутствие различных примесей, способных сохраняться как в виде самостоятельных, иногда микроскопически различных фаз (кварц, пирит), так и компонентов, легко трансформирующихся в глауконит (биотит, фемические минералы, вулканическое стекло и др.).

Другой уровень неоднородности — кристаллохимический, определяется главным образом вариациями состава 2:1 слоев, степенью окристаллизованности, присутствием и соотношением слюдистых и нонтронитовых слоев. Этот тип неоднородности хорошо проявляется в плотностных характеристиках глобуль глауконитов и в их химическом составе, в частности в содержании межслоевого калия. В.Д. Шутов и др. [1975] очень выразительно проиллюстрировали это на примере изучения плотностных спектров и кристаллохимических характеристик глауконитов различного возраста от современных океанических осадков до рифейских отложений из различных регионов СССР (рис. 25).

Максимальная растянутость плотностных спектров от 2,3 до 2,8 г/см<sup>3</sup> характерна для глауконитов четвертичных осадков Тихого океана (см. рис. 25). Уменьшение плотности фракций четко коррелируется с увеличением содержания нонтронитовых слоев в глобулях. Наиболее сжатый спектр плотностей, сдвинутый в область 2,8 — 2,85 г/см<sup>3</sup>, типичен для мезозойских и палеозойских пород (см. рис. 25).

Наконец, любопытная картина вырисовывается для глауконитов из рифейских и вендских отложений: они характеризуются более растянутыми гистограммами плотности 2,50—2,75 г/см<sup>3</sup> и резко отличаются высокими содержаниями Al<sup>3+</sup> в октаэдрах. В.Д. Шутов и др. [1975] показали, что максимально обогащенные Al<sup>3+</sup> легкие глобули

содержат разбухающие слои Al-сметита. Для некоторых рифейских глауконитов, несмотря на высокое содержание Al<sup>3+</sup>, характерны высокая степень

окристаллизованности, узкий плотностной спектр в области 2,7 г/см<sup>3</sup>, высокое содержание К (до 9%) и отсутствие разбухающих межслоевых промежутков (см. рис. 25). Исследования В.Д. Шутова и других с большой наглядностью проиллюстрировали гетерогенность глауконитовых зерен в отдельных "мономинеральных" образцах различных типов глауконитов, отчетливую тенденцию их эволюции в геологической истории Земли, равно как и сложность во многих случаях однозначной генетической интерпретации.

С точки зрения выявления условий образования глауконитов показательны недавние результаты французской исследовательницы К.Дюпле [Duplay, 1988] по анализу химической гетерогенности индивидуальных частиц глауконитовых образцов с помощью методов аналитической электронной микроскопии. Оказалось, что вариации химического состава у разных частиц носят не случайный характер, а подчиняются определенным закономерностям, отображающим физико-химические и термодинамические условия среды, в которой происходило формирование глауконитового образца. Перспективность подобного рода исследований не вызывает сомнений.

Интересные данные о гетерогенном генезисе железистых слюд в пределах одного и того же объекта были получены в работе В.Д. Шутова [1984], изучавшего палеоценовые песчаники известного месторождения в районе г. Сколе (Карпаты). В.Д. Шутов установил две генерации глауконитов. Первая генерация — это железистые глобулярные глаукониты, рассеянные в массе песчаников, форми-

ровавшихся сингенетично с вмещающим их осадком за счет синхронного поступления гидротермального железисто-кремнистого геля. Вторая, более поздняя генерация пластинчатой Al-гидрослюды — сколита, выполняет в породах жилки, полости ходов илоедов, имеет явно наложенный характер. Жильные образцы представляют смешанослойные образования с некоторой тенденцией к упорядоченности. В.Д. Шутов [1984] приходит к заключению о двух этапах формирования железистых глауконитов и "Al-сколитов", связанных с эволюцией состава термальных растворов, поставлявших "строительный" материал.

### **Селадонит-глауконитовые осадки современных краевых морей и рифтовых зон океанов**

Важный материал, подтверждающий широкие возможности гидротермального генезиса групп глауконит-селадонитовых минералов, получен в последние годы при изучении современных рудоносных осадков Красного моря [Бутузова и др., 1983] и Галапагосской рифтовой зоны [Varentsov et al., 1983].

В осадках Красного моря начальным продуктом являются разноокрашенный глобулярный кремниевое-железисто-калиевый гель, раскристаллизация которого приводит к образованию нонтронита с последующей трансформацией последнего в смешанослойные фазы и селадонит. Процесс контролировался повышенными температурами порядка 50—60°C при общей мощности разреза всего в несколько метров [Бутузова и др., 1983].

Сходный процесс наблюдался и в скважинах DSDP, пробуренных в пределах Галапагосской рифтовой зоны в скважинах рейсов 54 и 70 [Varentsov et al. 1983]. В разрезах зеленых гидротермальных четвертично-плиоценовых глин был прослежен трансформационный ряд от нонтронитов через гамму смешанослойных селадонит-нонтронитовых образований до селадонит-глауконитовых минералов. Гидротермальные глины чередуются с биогенными карбонатно-кремнистыми осадками, и в тех и в других широко развиты обломки железисто-марганцевых корок. Мощности разрезов гидротермальных глин достигают 30 м. Таким образом, в обоих примерах в металлоносных осадках рифтовых областей по существу имеет место тот же процесс слюдизации смектитов, которые так широко известен в осадочных сериях континентальных блоков. Его отличия — железистость новообразованных фаз, контролируемая характером минералообразующих растворов в гидротермальных системах океанов, разные темпы осадконакопления и градиент температур, растянутый в осадочном чехле континетов на многие сотни метров и проявляющийся в геотермальных зонах океанов почти на поверхности осадка или в нескольких метрах от поверхности.

Обильные проявления селадонит-глауконитовой минерализации, обнаруженные М.И. Липкиной с соавторами [1987] на многих современных подводных вулканических постройках Японского моря, существенно дополняют наши представления о генезисе рассматриваемых минералов. Эти авторы впервые описали очень своеобразные высокожелезистые слюдястые и смешанослойные образования, залегающие на вершинах и склонах ряда базальтовых вулканических гор. Описаны кварцевая, халцедоновая и опаловая разновидности селадонит-глауконитовых пород. Эти образования имеют форму неправильных, причудливо пористых и кавернозных пород с размером обломков до 25 см, твердая каркасная часть которых состоит из кремнезема, а пустоты заполнены сметанообразными зелеными минералами, представляющими ряд от селадонита до глауконита. Ассоциация опала с высокожелезистыми слоистыми образованиями в мокром виде имела мягкую размазывающуюся консистенцию, в высушенном состоянии — рассыпалась с образованием затвердевших комочков неправильной формы, достигающих размера 5—7 см. Драгированные образцы иногда непосредственно контактируют с шлакоподобными пузыристыми базальтами.

Таблица 11

Кристаллохимические формулы и параметры элементарных ячеек селадонитов и глаукозитоподобных минералов современных вулканических гор [Липкина и др., 1987]

Номер пробы	Межслой			Тетраэдры			Октаэдры	
	K	Na	Ca	Si	Al	Fe <sup>3+</sup>	Al	Fe <sup>3+</sup>
4	0,66	0,07	0,01	3,91	0,04	0,05	—	1,33
3	0,76	0,04	0,01	3,85	0,07	0,08	—	1,40
1	0,63	0,02	0,02	3,96	0,03	0,01	—	1,38
12	0,65	0,08	0,02	3,85	0,01	0,14	—	1,40
9	0,59	0,08	0,03	3,69	0,05	0,26	—	1,50
11	0,67	0,04	0,03	3,85	0,04	0,11	—	1,39
14	0,67	0,12	0,01	3,74	0,04	0,22	—	1,40
25	0,65	0,02	0,01	3,96	0,04	—	0,06	1,32

Номер пробы	Октаэдры			Сумма октаэдров	Параметры элементарных ячеек			
	Fe <sup>2+</sup>	Mg	Mn		a, Å	b, Å	c, Å	β, °
4	0,10	0,55	—	1,98	Не опр.	9,07*	Не опр.	Не опр.
3	0,07	0,51	—	1,98	Не опр.	9,07*	—	—
1	0,07	0,53	0,02	2,00	5,24	9,07	9,95	100,30
12	0,07	0,51	0,02	2,00	5,25	9,09	10,05	100,30
9	0,06	0,46	0,01	2,03	5,25	9,09	10,00	100,30
11	0,08	0,53	—	2,00	5,24	9,08	10,08	100,30
14	0,10	0,50	—	2,00	5,26	9,10	10,20	100,10
25	0,07	0,54	—	2,00	5,22	9,05	10,00	100,80

\*Значения *b* для этих образцов получены из рентгеновских данных.

Для исследованных минералов характерны высокое содержание (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO) = 22—27%, очень низкие концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, чаще всего около 0,5%, и лишь в отдельных образцах достигающие 2—5%, содержание K<sub>2</sub>O варьирует от 4,5 до 6,8% (табл. 11).

На основании детальных структурно-кристаллохимических исследований, проведенных в работе М.И. Липкиной с соавторами [1987], можно сделать следующие выводы о специфике минерального состава описываемых образований.

1. Высокожелезистые 2 : 1 слоистые силикаты, входящие в состав гидротермальных пород и осадков вулканических областей Японского моря, отличаются широким разнообразием структурных и минералогических характеристик. По существу установлена непрерывная серия от нонтронитов через смешанослойные образования с переменным содержанием разбухающих и неразбухающих слоев до собственно слюдястых минералов (рис. 26). По степени и характеру гетерогенности изученные образцы аналогичны современным океаническим глаукозитам. Например, В.Д. Шутов с соавторами [1975] обнаружили, что образцы современных глаукозитов из Калифорнийского и Атакамского желобов Тихого океана представлены смесью фаз от нонтронита через смешанослойные образования до глаукозита почти без разбухающих межслоев. Серия непрерывных переходов типа нонтронит—смешанослойные фазы—селадонит установлена в гидротермальных рудоносных осадках Красного моря [Бутузова и др., 1983]. Таким образом, по разнообразию тех структурно-минералогических характеристик, которые четко проявляются в дифракционных данных, 2 : 1 слоистые силикаты из вулканических областей Японского моря,

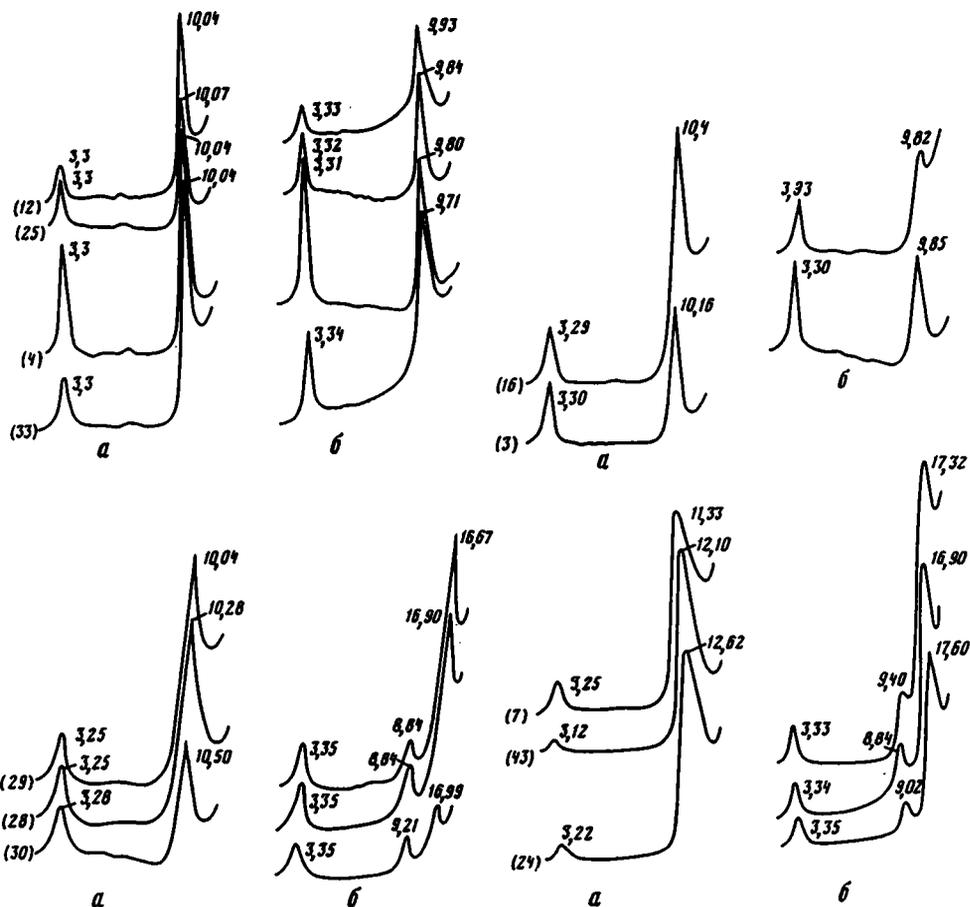


Рис. 26. Дифрактограммы ориентированных препаратов высокожелезистых силикатов а — воздушно-сухие образцы, б — насыщенные этиленгликолем (пояснения см. в тексте)

современных гидротермальных рудоносных осадков Красного моря и океанических глауконитовых образцов не отличаются друг от друга, несмотря на их разный генезис. Общим для всех этих минералов являются также исключительно высокие содержания  $Fe_2O_3$  при полном отсутствии или очень небольших концентрациях  $Al_2O_3$ .

2. Комплексное изучение слюистых минералов из вулканических областей Японского моря позволило установить, что особенности гидротермального генезиса материнских пород нашли свое отражение в кристаллохимической специфике этих минералов, которые в основном представлены селадонитами, а глаукониты имеют тетраэдрический заряд (в расчете на ф.е.), близкий к верхней границе этого заряда у селадонитов.

3. Установлено сходство дифракционных, ИК-спектроскопических и структурно-кристаллохимических характеристик высокожелезистых 2 : 1 слоистых силикатов из коренных гидротермальных пород и из песчаного осадка, взятого со склонов соответствующих вулканов. Так, слюистые минералы из гидротермальных пород вулкана Ченцова преимущественно содержат 15—20% разбухающих слоев с высокой степенью трехмерной упорядоченности, и им свойственны хорошо разрешенные ИК-спектры в области валентных колебаний ОН-групп. Такие же данные были получены и

Т а б л и ц а 1 2

Химический состав и кристаллохимические формулы селадонитов, глауконитов и смешанослойных глауконит-нонтропитов в океанических базальтах

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	54,52	54,79	58,87	55,11	53,66	54,28	54,29	53,31	50,49	51,53	50,60
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,04	0,18	0,14	сл.	—	—	0,10	0,08	0,13	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	4,66	6,51	5,40	1,93	1,72	0,19	4,66	2,60	3,10	2,98
FeO	17,71	17,72	18,52	16,30	20,65	20,87	22,44	16,82	28,41	29,03	29,01
MgO	6,60	6,67	5,79	6,27	8,09	7,86	7,05	6,61	3,53	3,65	3,46
MnO	—	—	—	—	0,02	0,01	0,03	0,01	—	—	0,04
CaO	0,25	0,10	0,30	0,13	0,10	0,04	0,00	0,21	0,27	0,29	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,01	0,12	0,00	0,02	0,00	0,07	0,12	0,12	0,13
K <sub>2</sub> O	9,31	8,60	8,05	9,18	8,96	8,29	9,50	9,32	6,07	6,07	5,88
Si	3,86	3,88	3,78	3,90	3,82	3,86	3,89	3,86	3,69	3,67	3,66
Al <sub>IV</sub>	0,14	0,12	0,22	0,10	0,16	0,14	0,01	0,14	0,22	0,26	0,25
Fe <sup>3+</sup>	—	—	—	—	0,02	—	0,10	—	0,09	0,07	0,09
Al <sub>VI</sub>	0,25	0,27	0,33	0,35	—	—	—	0,26	—	—	—
Fe <sup>3+</sup>	1,04	1,04	1,08	0,96	1,20	1,23	1,24	1,01	1,63	1,65	1,66
Mg	0,70	0,70	0,61	0,67	0,86	0,84	0,76	0,72	0,39	0,39	0,38
K	0,84	0,78	0,72	0,83	0,82	0,75	0,77	0,86	0,56	0,55	0,54
Ca	0,02	0,01	—	—	0,01	—	—	0,02	0,02	0,02	0,02
Na	—	—	0,04	—	—	—	—	0,01	0,02	0,01	0,02

Пр и м е ч а н и е. Скважины рейса 49 DSDP (скв. 407, олигоцен (38 млн лет), скв. 409, миоцен (20 млн лет), и скв. 412 и 412А, плейстоцен (1,8 млн лет). Обр. 1—8 — селадониты и базальты скв. 407 (Leg 49 DSDP) — олигоцен: обр. 1, 2 — псевдоморфоза по оливину; обр. 3, 4 — крупная везикула, внешняя зона по направлению к центру везикулы; обр. 5—8 — зальбанды и центральная часть открытой трещины; обр. 9—20 — та же скважина и те же позиции глауконитоподобных минералов: обр. 9—16 — глауконитоподобные минералы; обр. 9—11 — заполнение интерстиционных промежутков,

для слоистых силикатов песчаного осадка. Однотипны и слоистые силикаты из гидротермальных пород и из песков вулкана Медведея. Но в отличие от 2 : 1 филлосиликатов вулкана Ченцова они характеризуются более высокой степенью смешанослойности (40—60% разбухающих слоев), более дефектной структурой и плохо разрешенными ИК-спектрами.

Из этого можно сделать вывод, что структурно-кристаллохимические характеристики 2 : 1 слоистых силикатов из песчаного осадка в каждом конкретном случае определяются его первоисточником, т.е. гидротермальными слоистыми силикатами, формирующимися в областях подводного вулканизма.

Формирование описываемых образований М.И. Липкина связывает со взаимодействием базальтовой магмы и эксгаляций с морской водой. Присутствие кварца или опала определяется нюансами термодинамических условий, существующих вблизи действующих подводных вулканов. Помимо кремнисто-глауконитовых образований, непосредственно связанных с вулканическими постройками, продукты размыва пород, содержащих высокожелезистые 2 : 1 слоистые силикаты, встречены в осадочном чехле обрамления вулканических построек в осадках вплоть до плейстоценового и позднплиоценового возраста. Примечательно, что в продуктах размыва доминируют "селадонит-глауконитовые" комочки и глобулы разного размера, уже обособившиеся от кварц-халцедон-опалового обрамления. М.И. Липкина обращает внимание на сходство морфологических форм и химического состава гидротермальных высокожелезистых 2 : 1 слоистых минералов Японского моря с их

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
51,56	50,43	49,70	46,15	51,24	46,24	48,38	6,07	48,66	50,82	43,83	47,75
0,05	0,13	0,19	0,16	0,03	0,33	0,02	0,06	0,06	—	—	—
3,29	4,12	6,36	5,40	2,29	1,29	0,94	3,36	2,04	1,84	2,75	1,25
27,89	28,28	27,60	24,10	29,67	33,00	32,27	3,86	30,88	25,76	26,51	28,59
3,31	3,31	5,70	5,09	3,47	3,05	4,01	3,67	4,48	4,78	2,86	3,77
0,01	0,01	0,05	0,08	0,14	—	—	—	—	—	—	—
0,25	0,29	0,70	0,79	0,31	0,71	0,58	0,77	0,23	0,25	0,79	0,62
0,12	0,12	0,29	0,26	0,12	0,19	0,14	0,13	0,27	—	0,27	—
6,07	5,81	4,27	5,57	5,68	4,15	4,56	3,47	5,82	8,95	5,57	5,78
3,71	3,64	3,47	—	3,69	3,52	3,59	3,40	3,56	3,73	3,58	3,66
0,28	0,35	0,52	—	0,19	0,12	0,08	0,29	0,18	0,15	0,36	0,11
0,01	0,01	0,01	—	0,12	0,36	0,33	0,31	0,26	0,12	0,06	0,23
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,66	1,69	1,80	—	1,66	1,73	1,66	1,77	1,62	1,45	1,75	1,60
0,36	0,36	0,40	—	0,37	0,35	0,45	0,41	0,49	0,52	0,35	0,43
0,56	0,53	0,38	—	0,52	0,44	0,43	0,33	0,54	0,90	0,59	0,57
—	0,02	0,05	—	0,02	0,06	0,02	0,06	0,02	0,02	0,07	0,05
0,02	0,02	0,04	—	0,02	0,03	—	0,02	0,04	—	0,05	—

обр. 12, 13 — заполнение крупной везикулы, обр. 14, 15 — внешние зоны крупной везикулы, сменяющиеся селадонитом, обр. 16 — центр крупной везикулы; обр. 17—20 — глауконитоподобные минералы в базальтах скв. 412А, плейстоцен; обр. 17 — замещение интерстиционного промежутка; обр. 18 — замещение оливина; обр. 19, 20 — выполнение везикул [Коссовская и др., 1984]; обр. 21—23 — глаукониты и глауконитоподобные минералы в базальтах скв. 408, 412А.

аналогами, встреченными в осадках северо-западной части Тихого океана и в других районах Тихоокеанского кольца, в пределах так называемой андезитовой линии. Она предполагает первично гидротермальный генезис глауконитов океанических окраин Тихого океана, связанный с базальтово-андезитовым вулканизмом, и последующее переотложение глауконитов подводными течениями.

Противоположной точки зрения придерживаются Н.А. Лисицына и Г.Ю. Бутузова [1981], согласно мнению которых океанические глаукониты являются аутигенными образованиями, возникшими в процессе диагенеза. В качестве доказательства своей точки зрения они указывают на фациальную локализацию глауконитов северо-запада Тихоокеанского побережья.

Наконец, Н.В. Логвиненко и И.В. Николаева считают, что глаукониты в осадках, обрамляющих материки, являются переотложенными из более древних пород континентов.

Весьма примечательно, что описание механизма образования типично гидротермальных и диагенетических глауконит-селадонитов как продуктов раскристаллизации кремнисто-железистого геля фактически является одним и тем же у всех авторов. Основные различия в точках зрения о происхождении глауконитов связаны прежде всего с трактовкой вопросов об условиях возникновения гелей и механизме сорбции калия. Сходство механизма этих процессов отмечали Н.А. Лисицына и Г.Ю. Бутузова [1981], оно наглядно проявилось при изучении условий силикатного минералообразования в рудоносных осадках рифтовых областей, в частности

Таблица 13

Базальты океанов, химический состав селадонит-глауконитоподобных минералов из скв. 504 В рейса 69 DSDP (южный фланг Коста-Риканского рифта)

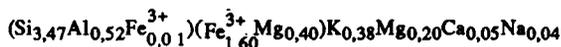
Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52,10	52,43	52,88	53,32	46,80	46,87	52,26	51,28	51,63	51,82
TiO <sub>2</sub>	—	0,04	0,06	—	—	0,06	0,01	0,01	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	2,72	0,75	2,60	0,80	1,38	2,69	3,85	1,57	1,75
FeO	24,95	24,86	26,15	24,85	29,99	28,06	20,21	25,84	21,92	21,44
MgO	5,98	2,38	5,23	6,42	4,75	6,25	8,24	5,15	8,37	9,04
CaO	0,47	0,72	0,43	0,72	0,25	0,51	0,78	0,86	0,65	0,84
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,10	0,72	0,09	0,05	0,05	0,09	0,14	0,13	0,09
K <sub>2</sub> O	6,94	5,95	6,33	6,33	8,10	7,08	6,34	5,95	6,75	6,48
Сумма	91,52	92,20	94,77	94,77	90,34	90,37	90,70	92,73	91,02	91,47

Примечание. Обр. 1—6 — замещение оливина: обр. 1—4 — [Noack et al., 1983], обр. 5, 6 — [Honnorez et al., 1978]; обр. 7—10 — заполнение везикул: обр. 7, 8 — [Noack et al., 1983], обр. 9, 10 — [Honnorez et al., 1978]. Обр. 1 — 504B-8-2-46-52; обр. 2 — 504B-9-1-120-122; обр. 3 — 504B-13-4-6-10; обр. 4 — 504B-38-3-120-125; обр. 5, 6 — 504B-33-1-60-70; обр. 7 — 504B-19-11-119-120; обр. 8 — 504B-28-3-20-25; обр. 9, 10 — 504B-33-1-69-73.

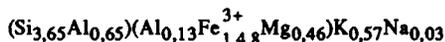
Таблица 14

Базальтоиды океанов. Смена селадонито- и глауконитоподобных минералов (селадонит-нонтронит, глауконит-нонтронит) в крупновозвальной везикуле олигоценовых базальтов скв. 407 DSDP [Коссовская и др., 1984, табл. 4]

1. Внешняя оболочка на границе с поверхностью базальта (обр. 8):



2. Вторая оболочка (обр. 10):



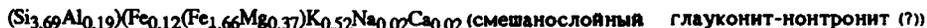
3. Третья оболочка (обр. 11):



4. Оболочка, прилегающая к центральной части везикулы (обр. 12):



5. Центральное ядро везикулы (обр. 13):



Красного моря [Бутузова и др., 1983] и Галапагосской зоны [Varentsov et al., 1983]. Продукты подводного базальтового вулканизма, как показали М.И. Липкина с соавторами [1987], также проходят гелевую стадию и для них характерен ряд от нонтронитов и смешанослойных фаз до собственно высокожелезистых структурно упорядоченных слюдястых минералов.

Особого внимания заслуживают слюдястые минералы глауконит-селадонитового типа, очень широко распространенные в продуктах преобразования океанических базальтов, где они обычно выполняют везикулы и трещины. Как и в осадках, эти минералы связаны постепенными переходами с нонтронитами и являются активными накопителями калия (табл. 12, 13).

Таблица 15

Базальтоиды океанов. Химический состав протоглауконитов, сформированных по подводным преобразованным базальтоидам и драгированных с поверхности гайотов района Магеллановых гор (Тихий океан) [Сколотнев, 1988]

Оксид	1(И)	2(III)	3(V)	4(VI)
SiO <sub>2</sub>	51,04	50,01	48,51	47,54
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,07	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	4,37	3,69	5,78
FeO	25,53	25,75	30,33	31,22
MgO	5,10	4,73	3,37	2,91
CaO	0,15	0,10	0,14	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,09	—	0,16	0,20
K <sub>2</sub> O	7,85	7,96	6,50	5,78
Сумма	90,86	92,62	92,76	93,62

Селадонит-глауконитовая группа минералов встречается и описана в преобразованных базальтах разного возраста от плиоценового до мелового на примере изучения очень многих скважин DSDP Тихого и Атлантического океанов [Коссовская и др., 1984; Pertsev, Rusinov, 1980]. Они относятся к числу наиболее типичных индикаторных минералов гидротермально-гальмиролитического преобразования базальтов океанического дна (см. табл. 12, 13).

Детальное изучение селадонит-глауконитовых минералов, их парагенетические взаимоотношения с Fe-сметкитами и аморфными железо-кремнистыми фазами было проведено А.Г. Коссовской и др. [1984] на примере скв. 407 DSDP в районе хребта Рейкьянес (Северная Атлантика). Среди выделенных трех основных типов парагенетических ассоциаций вторичных минералов, образующихся при изменении базальтов в условиях дна океана, впервые установлена селадонит-глауконит-кристобалитовая ассоциация. Массовое формирование минералов этого парагенеза, достигающее иногда 20—30% от общего состава измененных пород наряду с новообразованными калиевыми минералами с каркасной структурой (филлипсит, калиевый полевой шпат) определяет концентрацию важнейших элементов — К и Si — в породах океанической коры, обеспечивая их региональные геохимические преобразования в Мировом океане, названные А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым начальной континентализацией океанической коры.

В скв. 407 удалось установить очень тесные взаимоотношения в трещинах и везикулах различных новообразованных минералов — селадонита, фаз, переходных от селадонита к глаукониту, глауконита, Fe-Mg-сапонитов и еще нераскристаллизованных железисто-кремнистых образований (табл. 14, 15). Так как под оптическим микроскопом селадонит и глауконит оказались практически неразличимы, идентифицировать их удалось только путем бинокулярного отбора отдельных разноокрашенных разновидностей и их последующего микрзондового и электронографического изучения. Интересно, что в псевдоморфозах по оливину присутствовал всегда только селадонит; в свободных пространствах и интерстиционных промежутках взаимоотношения селадонита, глауконита и переходных фаз сложны и разнообразны [Коссовская и др., 1984].

Таким образом, установлена гамма кристаллохимических переходов между селадонитом (типичным гидротермальным минералом) и глауконитом, традиционно считавшимся типично осадочным образованием. По-видимому, генезис глауконита как и многих других слоистых силикатов, как выясняется сейчас, может быть конвергентным и свойственным разным геологическим условиям. В результате можн

заклучить, что широко распространенное представление о том, что селадониты и глаукониты формируются в резко различных геологических обстановках, не всегда правильно.

В этих условиях использование кристаллохимических критериев для решения вопросов о генезисе рассматриваемой группы минералов уже не является столь однозначным, как это считалось ранее. Изоморфная серия минеральных разновидностей в ряду селадонит—глауконит способна формироваться в разных геологических обстановках по сходному механизму. Особенности физико-химических условий, в которых "предпочитает" образовываться тот или иной тип железистых слюд, возможно, запечатлены в вариациях состава индивидуальных микрокристаллов глауконитов и селадонитов. Анализ данных вариаций химического состава "популяций" микрокристаллов, слагающих тот или иной образец, показывает, что эти изменения носят не случайный характер, а подчиняются определенным закономерностям. Их выявления позволяют на качественном уровне разделять минералы изучаемой группы, сформировавшиеся в низкотемпературных и относительно высокотемпературных условиях.

### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

## ХЛОРИТЫ И ХЛОРИТОПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Сложное и обширное семейство хлоритов широко развито в породах самого различного генезиса. Хлориты постоянно присутствуют в кластогенных и вулканогенно-кластогенных породах, испытавших постседиментационные преобразования. Они широко распространены породах фации зеленых сланцев, возникших за счет как первично-осадочных, так и первично-магматических образований. Хлориты являются постоянными компонентами продуктов изменения основных и ультраосновных пород, повсеместно связаны с различными типами железных руд, распространены среди гидротермальных образований.

В последние годы пристальное внимание привлекли хлориты осадочного чехла. Появилось много новых данных по хлоритам кластогенных пород, играющих важную роль в цементе песчаников и аргиллитах. Самостоятельное значение приобрела группа Mg-хлоритов, связанных с карбонатно-эвапоритовыми комплексами.

Особый интерес представляет сейчас обширный аналитический материал, иллюстрирующий состав хлоритов осадочных кластогенных формаций. Он стал доступен в связи с развитием современных физических методов, в частности высокоразрешающей и аналитической электронной микроскопии, позволяющих диагностировать состав и структуру высокодисперсных минералов.

В кластогенных формациях на всех стадиях постседиментационных преобразований пород, начиная от начального эпигенеза и кончая фациями зеленосланцевого метаморфизма, Fe—Mg-хлориты и хлоритоподобные минералы являются постоянным спутником слюдястых минералов. Количественные соотношения этих двух породообразующих дисперсных слоистых силикатов в цементе песчаников и аргиллитах прямым образом связаны с общим петрографическим и петрохимическим составом вмещающих пород. Слюды наиболее широко распространены в породах сиалического состава, изначально богатых алюминием. Эти минералы представляют главную составляющую аргиллитов, филлитовых сланцев и песчаников субфации метапелитов — главных типов пород, широко развитых в формационных комплексах складчатых систем Альпийского пояса.

Хлориты тяготеют к вулканогенно-кластогенным и граувакковым породам из-

начально богатым фемическими компонентами, обеспечивающими активную роль железа и магния при процессах постседиментогенного аутигенного минералообразования. Это пироксены, амфиболы, эпидот, обломки основных эффузивов и вулканических стекол. Явление внутрислойного растворения пироксенов и амфиболов, описанное Дж. Петтиджоном еще в 1949 г., является региональным процессом. Известная роль в образовании хлоритов может принадлежать и первичным аутигенным минералам, в частности железистым и железисто-магнезиальным карбонатам, отражающим первичную обстановку осадкообразования.

В метаморфических зеленосланцевых комплексах хлориты являются основными породообразующими слоистыми силикатами субфации метабазитов.

Большое внимание хлориты привлекли в последнее время как индикаторы преобразований не только вулканогенно-кластогенных формаций, но и основных магматических пород океанической коры в офиолитовых комплексах древних и современных геосинклиналей, в областях циркумконтинентального обрамления Тихого океана [Battison, Schiffman, 1988; Evarts, Schiffman, 1983; и др.] и в других регионах. Особенно важный материал, позволивший выявить генетическую пред историю образования хлоритов, дало изучение образцов из скважин *DSDP* [Дриц, Коссовская, 1988, 1990], а также скважин проекта *CCSP*, пробуренных в Исландии и на Кипре [Gillis, Robinson, 1985; и др.]. Однако в данной книге наиболее подробно описаны хлориты осадочных пород, характеристика которых могла быть получена только в последние годы при помощи современных методов физики твердого тела.

## ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ И ДИФРАКЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ХЛОРИТОВ

**Общие представления о структуре и составе хлоридов.** Структура хлоритов образована 2:1 слоями, которые упорядоченно, через слой чередуются с бруситоподобными октаэдрическими сетками. Структурную единицу, состоящую из 2:1 и прилегающей к нему октаэдрической сетки, будем называть хлоритовым пакетом. Слои разного типа в хлоритах не являются электронейтральными: 2:1 слои характеризуются отрицательным зарядом за счет замещения в тетрадрах части Si на катионы Al (реже на Fe<sup>3+</sup>), а бруситоподобные слои заряжены положительно из-за "избыточного" содержания трехвалентных катионов. Помимо электростатического взаимодействия, слои разного типа в хлоритах сцеплены водородными связями, образование которых обусловлено тем, что в межслоях группы OH бруситоподобных сеток и базальные атомы кислорода смежных 2:1 слоев попарно сближены.

В зависимости от степени заселенности катионами доступных октаэдрических позиций хлориты подразделяются на четыре группы: триоктаэдрические, дитриоктаэдрические, тридиооктаэдрические и диоктаэдрические. В триоктаэдрических разновидностях бруситоподобные и 2:1 слои имеют составы  $(R_{3-x}^{2+})(OH)_6$  и  $(R^{2+}, R^{3+})_3(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$  соответственно, т.е. все доступные октаэдрические позиции в слоях каждого типа заселены катионами. В дитриоктаэдрических хлоритах 2:1 слои диоктаэдрические, т.е. в них на каждые триоктаэдра приходится два катиона  $R^{3+}$  и они имеют состав  $R_2^{3+}(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2$ , тогда как в октаэдрических сетках межслоев заняты все катионные позиции, т.е. они являются триоктаэдрическими. В тридиооктаэдрических хлоритах, напротив, межслоевые бруситоподобные сетки являются диоктаэдрическими, а 2:1 слои — триоктаэдрическими. В диоктаэдрических хлоритах в октаэдрических сетках обоих типов на каждые два заселенных октаэдра приходится один вакантный.

Независимо от степени заселенности октаэдров идеальный анионный каркас хлоритов в расчете на ф.е. имеет состав  $O_{10}(OH)_8$ , который обычно является исходным при расчете структурных формул хлоритовых разновидностей по данным их химического анализа.

**Политипное разнообразие хлоритов.** Систематическому выводу политипных разновидностей хлоридов с периодом в один пакет посвящены работы Ш.Бейли и Б. Брауна (1962 г.), Б.Б. Звягина [1964], которые при этом использовали разные методические подходы и обозначения. Мы не будем воспроизводить в деталях результаты этих работ, поскольку в природных условиях среди порообразующих хлоритов политипы с трехмерно-упорядоченной структурой встречаются крайне редко. Гораздо более широко распространены хлориты с так называемыми полубеспорядоченными структурами, характеристикой которых мы и ограничимся.

Прежде всего отметим, что в случае триоктаэдрических хлоритов с центросимметричными 2:1 слоями выделяются четыре типа хлоритовых пакетов, в которых верхняя бруситоподобная сетка так налагается на нижний 2:1 слой, что между ОН-группами и базальными атомами кислорода формируются водородные связи. Зафиксируем азимутальную ориентировку 2:1 слоя так, чтобы ось  $a$  лежала в его плоскости симметрии, а центр гексагональной петли верхней тетраэдрической сетки 2:1 слоя был смещен в проекцию на плоскость (001) на  $-a/3$  вдоль оси  $a$  относительно центра петли нижней тетраэдрической сетки. Ш. Бейли и Б. Браун предложили обозначать римскими цифрами I и II хлоритовые пакеты, в которых октаэдрические сетки разных слоев параллельны или "антипараллельны" (т.е. развернуты относительно друг друга на  $180^\circ$  вдоль нормали к слоям), как показано на рис. 27. При каждой данной взаимной ориентации октаэдров 2:1 слоя и смежной бруситоподобной сетки и при сохранении водородных связей возможны две разные позиции бруситовой сетки, которые отличаются сдвигом на  $a/3$  вдоль оси  $a$ . Одна из этих позиций обозначается буквой  $a$ , а другая — буквой  $b$ .

Таким образом, существуют только четыре разных способа взаимного наложения верхней бруситоподобной сетки на 2:1 слой, которые в символике Ш.Бейли и Б. Брауна имеют вид:  $Ia$ ,  $Ib$ ,  $IIa$  и  $IIb$ . На рис. 27 видно, что в хлоритовом пакете  $Ia$  слои разного типа расположены так, что их октаэдры параллельны и октаэдрические катионы бруситоподобного слоя в проекции на плоскость (001) налагаются на ближайшие тетраэдрические катионы нижележащего 2:1 слоя. В пакетах  $Ib$  в нормальной проекции совпадают октаэдрические катионы слоев разного типа. В пакетах  $IIa$  наложение ближайших октаэдрических и тетраэдрических катионов смежных слоев разного типа осуществляется при "антипараллельной" азимутальной ориентировке их октаэдрических сеток, тогда как в пакетах  $IIb$  катионы бруситоподобных слоев проектируются на катионы нижней тетраэдрической сетки нижележащего 2:1 слоя (см. рис. 27). Б.Б. Звягин [1964] для обозначения хлоритовых пакетов использовал символы  $\sigma$ ,  $\sigma'$ ,  $\sigma''$  и  $\sigma'''$ , в которых штрих и его отсутствие указывало соответственно на параллельность или антипараллельность октаэдрических сеток смежных слоев разного типа, а наличие или отсутствие вертикальной черты означало наличие или отсутствие в хлоритовых пакетах наложения в нормальной проекции ближайших октаэдрических и тетраэдрических катионов у смежных бруситовых и 2:1 слоев. Таким образом, обозначениям хлоритовых пакетов  $Ia$ ,  $Ib$ ,  $IIa$  и  $IIb$ , по Ш. Бейли и Б. Брауну, соответствуют символы  $\sigma''$ ,  $\sigma'$ ,  $\sigma$  и  $\sigma$ , по Б.Б. Звягину.

Нетрудно показать, что при одинаковых азимутальных ориентировках всех 2:1 слоев и сохранении водородных связей существует шесть способов наложения вышележащего 2:1 слоя на смежную бруситоподобную сетку. Следовательно, на хлоритовый пакет каждого типа, показанный на рис. 27, верхний 2:1 слой может

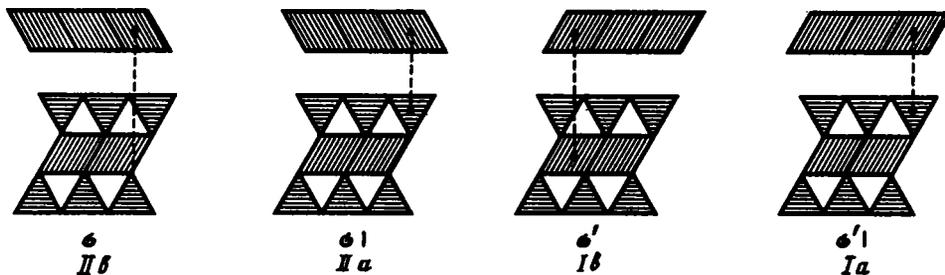


Рис. 27. Четыре возможных способа наложения одноэтажного слоя на трехэтажный при фиксированном положении последнего (пояснения см. в тексте)

налагаться шестью разными способами, что приведет к образованию шести политипных модификаций. Четырем типами хлоритовых пакетов соответствует 24 политипа, из которых лишь 12 являются симметрично независимыми.

В случае триоктаэдрических хлоритов все эти политипы характеризуются близкими параметрами элементарной ячейки  $a = 5,3$ ,  $b = 9,2$  и  $c_0 = 14,2 \text{ \AA}$  ( $c_0$  — период в проекции на нормаль к слоям), но отличаются значениями углов  $\alpha$  и  $\beta$ . В частности, восемь политипов характеризуются моноклинной элементарной ячейкой с  $\beta \approx 97^\circ$ , два — ромбической ( $\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$ ) и два — триклинной с  $\alpha = 102^\circ$ . Как уже упоминалось, в природных условиях, как правило, встречаются хлориты с полубеспорядочными структурами, содержащими дефекты упаковки, обусловленные неупорядоченными смещениями бруситоподобных слоев на отрезки, равные  $\pm b/3$  вдоль оси  $b$ . Нетрудно показать, что наличие таких дефектов не нарушает существенно водородные связи между смежными слоями. Более того, в природных условиях (за одним исключением) не встречены хлориты состоящие из пакетов  $IIa$  (или пакетов  $| \sigma |$  в символике Б.Б. Звягина [1964]). Таким образом, среди однопакетных хлоритов с полубеспорядочными структурами остается четыре политипа, символическая запись которых имеет вид

$$Ia(\beta = 97^\circ), Ib(\beta = 97^\circ), Ib(\beta = 90^\circ), Ib(\beta = 97^\circ) \text{ или } | \sigma | (\beta = 97^\circ), \sigma'(\beta = 97^\circ), \sigma'(\beta = 90^\circ), \sigma(\beta = 97^\circ).$$

**Дифракционные характеристики хлоритов.** Наиболее эффективный способ идентификации хлоритов основан на получении рентгеновских дифрактограмм от ориентированных препаратов. В случае хорошо окристаллизованных хлоритов такие дифрактограммы содержат целочисленную серию интенсивных базальных рефлексов  $ool$  с  $d_{(001)} \approx 14,2 \text{ \AA}$ , которая не изменяется после насыщения образцов этиленгликолем или глицерином. При нагревании хлоритов в интервале температур  $550\text{--}650^\circ\text{C}$  происходит существенное перераспределение интенсивностей рефлексов  $ool$ , сопровождаемое небольшим уменьшением величины  $d_{(001)}$ . При этом резко увеличивается интенсивность  $14 \text{ \AA}$  рефлекса и ослабевают отражения более высоких порядков. Эти дифракционные особенности хлоритов широко используются при их диагностике в смесях с другими минералами. Однако следует соблюдать известную осторожность в этом отношении, так как после нагревания многих  $7 \text{ \AA}$  слоистых силикатов до  $500\text{--}600^\circ\text{C}$  на их дифрактограммах появляется рефлекс, положение которого соответствует значениям  $d$  в интервале от  $13,2$  до  $13,8 \text{ \AA}$ . Известно также, что как распределение интенсивности базальных рефлексов, так и характер их изменения при нагревании образцов зависят от состава хлоритов. В частности, в случае триоктаэдрических высокожелезистых хлоритов на их дифрактограммах базальные рефлексы с  $l = 2n$  намного интенсивнее отражений с  $l = 2n + 1$ . Для диоктаэдрических и дитриоктаэдрических хлоритов характерна аномально высокая интенсивность

базального рефлекса 003. В зависимости от состава хлоритов и степени их окристаллизованности изменяется их устойчивость к нагреванию и степень завершенности процесса дегидроксиляции бруситоподобных слоев. Этим определяется и верхний предел температур, до которых следует нагревать образцы для дифракционной идентификации хлоритов по базальным рефлексам. Если магнетитовые хлориты обычно нагревают до 600—650°C, то структуры их высокожелезистых разновидностей при этих температурах становятся неустойчивыми. Поэтому для Fe-содержащих хлоритов температуры дегидроксиляции снижаются до 350—450°C.

Определенные проблемы при идентификации хлоритов возникают, когда они находятся в смеси с 7 Å слоистыми силикатами, такими, как серпентины, бертьерины или каолиниты. В ряде случаев такие смеси удается выявить в результате "расщепления" рефлексов в области межплоскостных расстояний с  $d = 7,1$  и  $3,55$  Å. Иногда полезно изучать профиль рефлексов в указанных областях значений  $d$  на дифрактограммах образцов, прокаленных при разных температурах. Появление на таких дифрактограммах "расщепленных" рефлексов может свидетельствовать о наличии смесей 14 и 7 Å слоистых силикатов. В ряде случаев целесообразно использовать возможности удаленных хлоритов из смеси за счет селективного их растворения в соответствующих кислотах.

Анализ изменения базальных рефлексов на дифрактограммах образцов, подвергнутых разным обработкам, позволяет выявить наряду с хорошо окристаллизованными хлоритами так называемые разбухающих хлориты и дефектные хлориты. Характерной особенностью разбухающих разновидностей является то, что они, как и смектиты, способны к разбуханию при обработке органическими жидкостями, но в отличие от смектитов органические сохраняют устойчивость к нагреванию. Дефектные хлориты, напротив, не изменяют структурного состояния после обработки этиленгликолем или глицерином, но по мере увеличения температуры нагревания образца происходит последовательное уменьшение толщины хлоритовых пакетов, что проявляется на соответствующих дифрактограммах в смещении первого малоуглового рефлекса в область больших углов  $\theta$ . При этом межплоскостное расстояние этого рефлекса уменьшается от 14 до 10 Å. Возможно, что способность к набуханию появляется у хлоритов с аномально низкими зарядами слоев разного типа, тогда как в структуре дефектных хлоритов бруситоподобные слои, по-видимому, не являются двумернонепрерывными, а занимают лишь часть межслоевой площади, т.е. имеют островковое строение.

Для выявления политипных модификаций следует анализировать порошковые дифрактограммы и прежде всего положение и интенсивность рефлексов  $hol$ . Отражения  $hkl$  с  $k \neq 3n$  на порошкограммах обычно не выявляются, что свидетельствует о наличии дефектов упаковки, связанных со случайными смещениями бруситоподобных сеток на  $+b/3$  вдоль оси  $b$ . В табл. 16 приводятся значения индексов рефлексов  $hol$ , соответствующие им межплоскостные расстояния и интенсивности, которые должны наблюдаться на дифрактограммах для упомянутых выше четырех хлоритовых политипов с полубеспорядоченными структурами. Естественно, что хлориты разного состава будут характеризоваться слегка различными значениями межплоскостных расстояний и интенсивностей рефлексов по сравнению с приведенными в табл. 16. Однако эти изменения не столь значительны, чтобы "перекрывать" разницу, которая обусловлена разным структурным типом хлоритов.

Ш. Бейли [Bailey, 1988] отмечает, что при выявлении структурного типа  $Ib$  с ортогональной ячейкой ( $\beta = 90^\circ$ ) следует соблюдать осторожность, если минерал находится в смеси с 7 Å слоистыми силикатами. Связано это с тем, что порошковые дифрактограммы данного хлоритового политипа в области рефлексов с  $d$  от 2,7 до 2,0 Å очень близки к соответствующим дифрактограммам гексагонального лизардита и

Таблица 16

Диагностические рефлексы на дифрактограммах разных хлоритовых политипов с полубеспорядоченными структурами [Bailey, 1988]

Pb			Lz		
hkl	d, Å	I	hkl	d, Å	I
20 $\bar{1}$	2,66	1	200	2,65	3
20 $\bar{2}$	2,59	6	20 $\bar{2}$	2,59	1
201	2,55	5	202	2,39	6
20 $\bar{3}$	2,45	5	20 $\bar{4}$	2,27	1
202	2,39	5	20 $\bar{5}$	2,07	1/2
20 $\bar{4}$	2,26	4	204	2,01	3
20 $\bar{5}$	2,07	1			
204	2,01	6			
a = 5,37; b = 9,30; c = 14,19; $\beta = 97^\circ$			a = 5,34; b = 9,25; c = 14,43; $\beta = 97^\circ$		
Ib ( $\beta = 97^\circ$ )			Ib ( $\beta = 90^\circ$ )		
hkl	d, Å	I	hkl	d, Å	I
20 $\bar{1}$	2,68	2	200	2,69	2
20 $\bar{2}$	2,60	1	20 $\bar{1}$	2,65	1
201	2,55	1/2	202	2,51	10
20 $\bar{3}$	2,47	7	203	2,34	1
202	2,40	1/2	204	2,15	4
20 $\bar{4}$	2,30	1/2	205	1,96	1/2
20 $\bar{5}$	2,11	2	206	1,78	3
204	2,01	1			
a = 5,36; b = 9,29; c = 14,45; $\beta = 97,8^\circ$			a = 5,39; b = 9,34 c = 14,14; $\beta = 90^\circ$		
Примечание. a, b, c — в ангстремах.					

бертьерина. В этом случае для однозначных выводов требуются дополнительные химические обработки и изучение прокаленных образцов. Проблемы с диагностикой структурных типов могут возникнуть при изучении высокодисперсных и плохоокристаллизованных образцов, поскольку, например, для политипов  $Ib(\beta = 90^\circ)$  и  $Ib(\beta = 97^\circ)$  самые интенсивные рефлексы из серии  $h0l$  имеют близкие значения  $d$ , а более слабые, но диагностические отражения могут не проявляться в соответствующих дифракционных картинах из-за дефектности структуры изучаемых хлоритов.

**Индикаторные характеристики хлоритовых политипов.** Ш. Бейли и Б. Браун (см. [Bailey, 1988]) проанализировали 303 хлоритовых образца и показали, что разные политипы встречаются с разной вероятностью, которая, по-видимому, отражает степень структурной стабильности этих политипов. Уменьшение степени устойчивости структурных типов может быть выражена рядом

$$Ib(\beta = 97^\circ) > Ib(\beta = 90^\circ) > Ib(\beta = 97^\circ) > Ia(\beta = 97^\circ).$$

243            37            13            10

Здесь в верхней строчке указана последовательность политипов, а в нижней — количество образцов с данным структурным типом [Bailey, 1988]. Таким образом, по-видимому, единственной стабильной фазой триоктаэдрических хлоритов

является структурный тип, сформированный пакетами *IIb*. Ш. Бейли и Б. Браун отметили, что данный структурный тип хлоритов повсеместно встречается в метаморфизованных и изверженных породах. В частности, они широко представлены в фации зеленых сланцев регионального метаморфизма и в высокотемпературных зонах рудных месторождений.

По данным этих авторов, остальные хлоритовые политипы являются метастабильными и образуются в более низкотемпературных условиях. Они распространены в оолитах железных руд, в цементе песчаников кластогенных пород, в продуктах изменения пирокластики, предметаморфически измененных осадочных породах, в низкотемпературных жилах и т.п. Ш. Бейли и Б. Бредли впервые высказали идею о том, что повышение энергии в процессе метаморфических преобразований пород сопровождается трансформацией метастабильных политипов *Ia* и *Ib* в единственную стабильную форму *IIb*.

Аналогичные представления о последовательности трансформационных изменений политипных модификаций хлоритов при постседиментационных преобразованиях осадочных пород были высказаны Дж. Хейсом [Hayes, 1970]. По его мнению, в условиях начального диагенеза при низких температурах формирование хлоритовых фаз начинается со структурно-неупорядоченной модификации *Ibd*. По мере погружения осадков прогрессивное увеличение температуры должно приводить к последовательной смене политипа  $Ib(\beta = 97^\circ) \rightarrow Ib(\beta = 90^\circ) \rightarrow IIb(\beta = 97^\circ)$ . Присутствие хлоритов  $IIb(\beta = 97^\circ)$  в осадочных отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием их обломочного происхождения. Аутигенные хлориты с данным структурным типом, напротив, служат индикаторами стадий глубинного эпигенеза—начального метаморфизма вмещающих пород. В данном случае ситуация весьма сходна с политипией диоктаэдрических слюд, наиболее стабильная фаза которых представлена модификацией  $2M_1$ , возникающей в условиях повышенных температур за счет преобразования политипов  $1M_2$  и  $1M$ .

Следует отметить, что в работах Ш. Бейли и Б. Брауна, так же как и Дж. Хейса, анализировались достаточно случайные образцы из музейных коллекций. И хотя генезис вмещающих их пород в общих чертах был известен, тем не менее отсутствовал системный подход, в котором бы последовательность преобразования хлоритовых политипов изучалась на фоне эпигенетической или метаморфической истории пород того или иного определенного региона.

По-видимому, впервые такого рода исследование провела Г.В. Карпова [1972] на примере каменноугольных пород Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Она документально зафиксировала переход модификации  $Ib(\beta = 90^\circ)$  в стабильный политип *IIb* по мере увеличения степени эпигенетического изменения пород.

Позднее аналогичные переходы были зафиксированы при изучении разрезов меловых и третичных пород из перспективных нефтегазоносных формаций [Curtis et al., 1985] и в разрезах миоцен-олигоценых глинистых пород в скважинах, пробуренных в Галф Коуст [Ahn, Peacor, 1985]. Ч. Уивер с соавторами [Weaver, Broekstra, 1984] при изучении пород разной степени постседиментационных изменений, локализованных в Южных Аппалачах, установили, что при относительно низкой степени преобразованности пород ( $T_{max} = 250^\circ\text{C}$ ) представлен политипом  $Ia(\beta = 97^\circ)$ , тогда как хлориты эпизоны ( $T = 330^\circ\text{C}$ ) относятся к политипу *IIb*. Е. Бескин [Beskin, 1984] при изучении образцов из скважин, пробуренных в верхнемеловой формации Тускалузы бассейна Галф Коуст, установил сосуществование политипов  $Ib(\beta = 90^\circ)$  и *IIb* на глубине 6,5 км при температуре  $190^\circ\text{C}$ .

В целом до последнего времени считалось, что основным фактором, контролирующим появление политипа *IIb*, является температура и что при тер-

Таблица 17

## Распределение политипных модификаций структурных типов I в различных породах

Тип пород	Ib ( $\beta = 90^\circ$ )	Ib ( $\beta = 97^\circ$ )	Ibd	Ia	% от общего числа
Измененные изверженные породы	2	6	1	2	12
Формации железных руд	12	6	0	3	24
Гидротермальные жилы	7	3	0	1	12
Известняки	7	4	3	3	18
Песчаники	18	0	0	2	23
Метаморфизованные пелиты	1	0	0	1	2
Пегматиты	0	0	0	6	6
Ультраосновные породы	0	0	0	3	3
Количество изученных образцов	47	19	4	21	100
Процент от общего числа изученных образцов	48	19	4	21	100

мальном метаморфизме образование этой хлоритовой модификации происходит при 150—250°C. Эти представления были в какой-то степени подвергнуты ревизии Дж. Уолкером [Walker, 1989], который изучал осадочные и вулканогенные породы, подвергнутые постседиментационным изменениям в температурном интервале от 50 до 200°C. Казалось естественным в этих условиях проследить документально переходы политипных модификаций хлоритов типа I к типу II. Однако анализ исследованных образцов выявил существование хлоритов, относящихся к политипу Ib, независимо от типа исходных пород (осадочных или вулканогенных) и от степени их преобразования в указанном температурном интервале. Поскольку аутигенный генезис хлоритов Ib в метавулканитах не вызывает сомнений, то естественно допустить возможность аналогичного происхождения хлоритов Ib и в осадочных породах, подвергнутых такой же постседиментационной переработке, как и метавулканиты. Отсюда следует вывод о том, что хлориты модификации Ib могут образовываться при гораздо более низких температурах, чем это считалось ранее.

В связи с этим утверждение о том, что в осадочных породах начальной стадии эпигенеза хлориты политипа Ib всегда имеют обломочный генезис, нуждается по крайней мере в дальнейшем уточнении. Дж. Уолкер [Walker, 1989] считает, что образование того или иного политипа зависит не только от температуры, но и от порового давления и времени образования пород. В этом отношении представляют интерес данные этого автора о факторах, благоприятных для образования хлоритов со структурными типами I. В табл. 17 приводятся результаты его изучения по распределению политипов Ib и Ia в различных типах пород. Видно, что в некоторых породах все четыре политипа встречаются с равной вероятностью (например, известняках, изверженных породах и т.п.), тогда как в других преобладает один, два политипа (например, в цементе песчаников встречается только модификация Ib ( $\beta = 90^\circ$ )).

Особенно существенным является то, что структурные типы I приурочены к грубозернистым породам и редко встречаются среди пелитов и метапелитов. Другими словами, формированию политипов Ib и Ia благоприятствует наличие в породах свободных пространств, в которых происходит кристаллизация минералов. По этой причине хлориты типа Ib преобладают в песчаниках, гранулированных известняках, но не встречаются в молодых низкотемпературных тонкозернистых метапелитах и метавулканитах, в которых образовался политип Ib.

В свете изложенных данных Дж. Уолкер считает, что последовательность

кристаллизации хлоритовых политипов, предложенная Дж. Хейсом [Hayes, 1970], в общем не применима к осадочным и метаморфическим породам, но ограничена лишь такими типами пород, как песчаники и гранулированные известняки. Очевидно, что необходимы дальнейшие исследования для того, чтобы в полной мере выявить индикаторные возможности политипных модификаций хлоритов.

В заключение отметим, что, по данным Ш. Бейли и Б. Брауна, хлориты Ia часто встречаются среди гидротермально измененных пород, образуются за счет перекристаллизации хлоритов Ib вблизи кварцевых жил, характерны для многих диоктаэдрических разновидностей.

## РАЗНООБРАЗИЕ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ХЛОРИТОВ

Хлориты характеризуются высокой изменчивостью состава за счет широкого изоморфизма как в октаэдрических, так и тетраэдрических сетках.

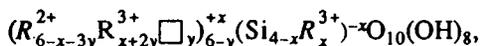
Рассмотрим последовательно основные особенности составов триоктаэдрических, дитриоктаэдрических, диоктаэдрических и "дефектных" хлоритов. Триоктаэдрические хлориты характеризуются широко развитым изовалентным изоморфизмом катионов Mg и Fe<sup>2+</sup> в октаэдрических сетках. Фактически установлена непрерывная серия составов от клинохлора Mg<sub>5</sub>R<sub>1</sub><sup>3+</sup>(Si<sub>3</sub>Al)O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub> до шамозита Fe<sub>5</sub><sup>2+</sup>R<sub>1</sub><sup>3+</sup>(Si<sub>3</sub>Al)O<sub>10</sub>(OH)<sub>8</sub>. Помимо Mg и Fe<sup>2+</sup>, октаэдрические сетки хлоритов могут быть заселены другими как двухвалентными (Zn, Ni, Mn<sup>2+</sup> и др.), так и трехвалентными (Al, Fe<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup> и др.) и одновалентными (Li) катионами.

Очень высокие колебания наблюдаются в степени замещения Si на Al в тетраэдрах 2:1 слоев. По данным М. Фостер, состав тетраэдрической сетки в расчете

на ф.е. может изменяться в пределах от Si<sub>2,35</sub>R<sub>1,65</sub><sup>3+</sup> до Si<sub>3,65</sub>R<sub>0,35</sub><sup>3+</sup>. Степень замещения

Si на R<sup>3+</sup> в тетраэдрах наряду с физико-химическими и термодинамическими факторами контролируется общей степенью железистости, с увеличением которой в среднем повышается содержание тетраэдрических катионов R<sup>3+</sup>, которые обычно представлены Al, реже Fe<sup>3+</sup>, а иногда V<sup>3+</sup>, Be<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup>. Возникающий при этом отрицательный заряд нейтрализуется положительным зарядом октаэдрических сеток, обусловленным наличием трехвалентных катионов. Как правило, положительный заряд сосредоточен в межслоевых октаэдрических сетках, тогда как 2:1 слои заряжены отрицательно. Согласно Ш.Бейли [Bailey, 1988], нескомпенсированный заряд 2:1 слоев в хлоритах может быть локализован не только в тетраэдрических, но и в октаэдрической сетках. При этом заряд в последних положителен, если тетраэдрический заряд превышает -1,0 на ф.е., или отрицателен при относительно низкой степени замещения Si на R<sup>3+</sup> в тетраэдрах. Таким образом, стабильному состоянию хлоритов, по-видимому, соответствуют заряды величиной +1,0 и -1,0 соответственно для межслоевых октаэдрических сеток и 2:1 слоев.

Обычно у хлоритов при сумме октаэдрических катионов, равной шести атомам на половину ячейки, количество трехвалентных катионов в тетраэдрах и октаэдрах одинаково. Если число октаэдрических катионов R<sup>3+</sup> превышает число трехвалентных катионов в тетраэдрах в расчете на ф.е., то общая сумма заполненных октаэдрических позиций меньше шести атомов. При этом возникают вакантные октаэдры и общая формула, отображающая состав хлоритов, может быть записана в виде



где символ  $\square$  обозначает вакансию.

Очевидно, что для электронейтральности хлоритовых пакетов избыток трехвалентных катионов должен порождать в 2 раза меньшее число вакансий. Следует отметить, что хотя имеется общая тенденция увеличения содержания катионов  $Fe^{3+}$  у хлоритов с общей высокой степенью железистости, тем не менее какой либо четкой зависимости между количеством  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  не установлено.

М. Фостер [Foster, 1962] проанализировала 110 химических анализов хлоритов с целью установления корреляции между количеством конституционной воды, определенной экспериментально и соответствующей анионному каркасу  $O_{10}(OH)_8$ . В 46% случаев экспериментальные данные в пределах ошибки совпали с ожидаемым значением ( $8 \pm 0,2$ ) атома, а в 49 и 15% анализов были получены соответственно заниженные ( $< 7,8$ ) и завышенные ( $> 8,2$ ) значения количеств ОН-групп. При этом отмечается тенденция к увеличению дефицита ОН-групп у высокожелезистых хлоритов, хотя аналогичный дефицит наблюдается и у высокомагнезиальных хлоритов. Другими словами, эффект замещения ОН-групп на атомы кислорода не может быть связан исключительно с окислением катионов  $Fe^{2+}$  за счет разрушения гидроксидов. М. Фостер отметила, что для многих ОН-дефицитных хлоритов в расчетных структурных формулах получается anomalously высокая сумма октаэдрических катионов. Этот эффект связан либо с наличием небольшого количества вакансий в позициях ОН-групп, либо с существованием смешанослойности.

Для хлоритов, содержащих диоктаэдрические сетки, при анионном каркасе  $O_{10}(OH)_8$  в расчете на ф.е. число заселенных октаэдрических позиций колеблется в пределах от 4,8 до 5,2 атомов. Al—Mg-разновидности диоктаэдрических хлоритов называются судонитами и имеют структурную формулу

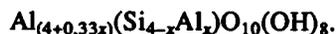


в которой величина  $x$  колеблется в пределах от 0,7 до 1,1. Обычно судониты содержат в качестве примеси катионы Li, Fe, Mn.

Другая разновидность триоктаэдрических хлоритов — кукеит, имеет состав, определяемый идеальной формулой



Состав диоктаэдрических хлоритов, донбасситов определяется формулой



## ГЕОКРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ХЛОРИТОВ

Попытки найти взаимосвязи между составом, свойствами и условиями формирования хлоритов предпринимались многими авторами. В нашей стране в этом отношении выделялась работа К.Б. Кепежинская [1965], в которой статистически обработан большой фактический материал, характеризующий вариации химических составов хлоритов с целью установления типоморфных признаков этих минералов, сформировавшихся в разных геологических обстановках. За рубежом такая попытка была сделана А. Альби [Albee, 1962], М. Фостер [Foster, 1962], Дж. Лердом [Laird, 1988] и др. Эти работы сыграли большую роль в раскрытии индикаторных характеристик хлоритов определенных геологических обстановок.

В основу предлагаемой ниже геокристаллохимической классификации хлоритов, так же как в случае слюды и смектитов, положены три структурных признака: химический состав, структура и геологические обстановки формирования. Наиболее наглядно типоморфные признаки хлоритов выявляются при анализе следующих параметров, характеризующих состав хлоритов: степени железис-

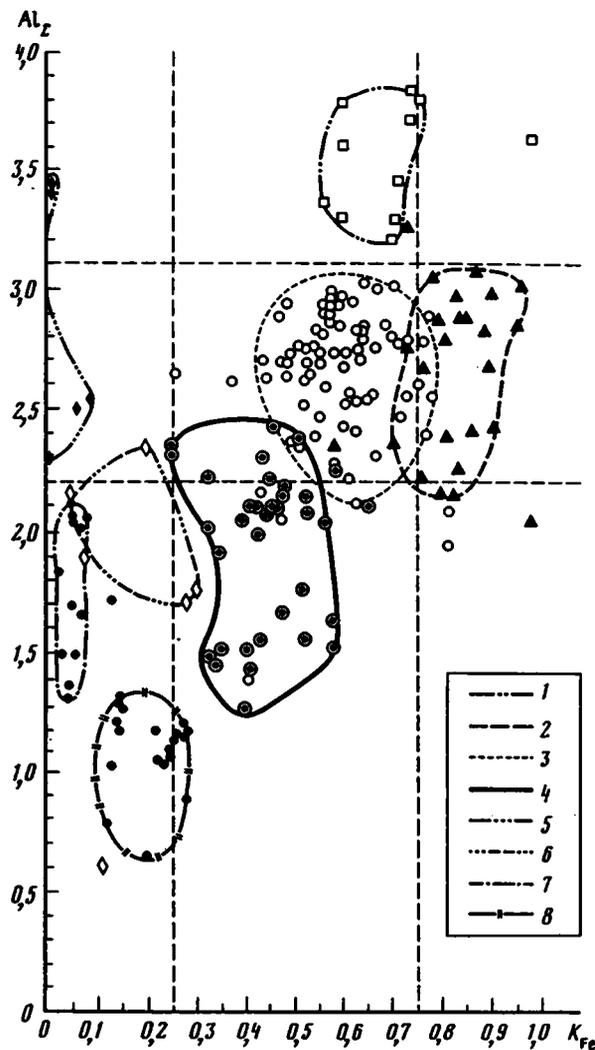


Рис. 28. Схема геокристаллохимической классификации хлоритов

1 — ди-триоктаэдрические Al—Fe—Mg-хлориты; 2 — Fe-хлориты железных руд; 3 — Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; 4 — Fe-Mg- и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; 5 — Mg-хлориты эвапоритовых хемогенно-терригенных формаций; 6 — Mg-хлориты из галитов и Mg-K-солей высоких стадий осолонения бассейнов; 7 — Mg-хлориты из серпентинитов; 8 — Mg-хлориты из кимберлитов (каждое поле хлоритов обозначено определенным знаком)

тости, определяемой коэффициентом  $K_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ ; величины отрицательного заряда тетраэдрических сеток; суммарного содержания алюминия в октаэдрах и тетраэдрах 2:1 слоев в расчете на ф.е. и общего количества октаэдрических катионов в расчете на ф.е. В частности, геокристаллохимические поля хлоритов разного генезиса четко выделяются на диаграмме, показанной на рис. 28, при построении которой в качестве одной координаты использовался коэффициент  $K_{Fe}$ , а другой — суммарное содержание катионов алюминия ( $Al_{\text{общ}} = Al_{IV} + Al_{VI}$ ). Одно из достоинств данной классификационной схемы заключается в том, что с ее помощью для наиболее широко распространенных железисто-магнезиальных хлоритов удастся различать породы первично-осадочного ( $Al_{\text{общ}} >$

> 2,1–2,2) и первично-магматического происхождения, т.е. пара- и ортопороды глубокометаморфизованных докембрийских комплексов [Коссовская, Дриц, 1975]. Данная система координат ( $K_{Fe}-Al_{общ}$ ) позволяет достаточно четко оконтуривать составы хлоритов, связанных с разными геологическими обстановками и разными петрологическими семействами пород, отличающихся степенью предметаморфических преобразований.

Еще одной важной кристаллохимической константой, позволяющей, по-видимому, отличать собственно хлориты от "дефектных" хлоритов и смешанослойных хлорит-сапонитов или хлорит-вермикулитов, является величина суммарного количества октаэдрических катионов в расчете на ф.е. Нижний предел суммы октаэдрических катионов для выделения собственно хлоритов нами принят равным 5,5 в расчете на ф.е. Дефицит катионов в октаэдрическом слое может быть связан с разными причинами. Одна из них — повышенное содержание катионов  $Fe^{3+}$ , которое не определяется прямым образом при микронзондовом анализе и условно принимается за 10% от общего содержания катионов железа. Другие причины могут быть связаны с вакансиями в октаэдрических сетках, дефектной структурой бруситовой межслоевой сетки или присутствием смешанослойных хлорит-сапонитовых фаз. Такого типа хлориты широко распространены в цементе песчаников и аргиллитах, находящихся на ранних стадиях постседиментационных преобразований. По мере увеличения степени преобразованности пород суммарное заполнение октаэдрических позиций неизменно возрастает. Это особенно хорошо прослеживается при изучении хлоритов из пород какого-либо определенного разреза с нарастающей степенью предметаморфических преобразований.

Многие авторы отмечают тренд увеличения Mg по отношению к  $Fe^{2+}$ , сопровождающийся уменьшением количества  $Fe^{3+}$  и в ряде случаев нарастанием Si в тетраэдрах. Переход  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  при увеличении степени измененности пород не вызывает сомнений. Что же касается увеличения Mg в октаэдрах и Si в тетраэдрах, то это имеет место только в пределах разрезов с определенным изначально близким петрографическим составом пород. Как это будет видно из дальнейшего изложения, доминирующим фактором изменения состава пород является характер первичного "сырья". При характеристике хлоритов мы будем использовать термин "клинохлор" для хлоритов, у которых величина  $K_{Fe} \leq 0,25$ , а "шамозит" — для минералов с  $K_{Fe} \geq 0,75$ . Для хлоритов, имеющих промежуточные значения  $K_{Fe}$ , будет использоваться обозначение Mg—Fe-хлориты или Fe—Mg-хлориты в зависимости от соотношения Mg/Fe. По нашему мнению, заслуживает обсуждения вопрос о целесообразности использования термина "репидолиты" для хлоритов, у которых Mg/Fe = 1. Ниже мы рассмотрим кратко основные типы геологических обстановок, в которых встречаются хлоритовые минералы, и охарактеризуем геокристаллохимические поля их локализации.

#### **Железисто-магнезиальные хлориты кластогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных формаций**

В кластогенных породах хлориты составляют основную массу цемента граувакковых, вулканогенно-граувакковых и среднеаркозовых песчаников, присутствуют в аргиллитах, метасоматически замещают обломочные фемические минералы, очень часто биотит, сохраняя обычно форму последнего. В эти метасоматозах слойки хлорита перемежаются с прослойками белых слюд и реликтами обесцвеченного измененного биотита. Парагенез Fe—Mg-хлоритов и диоктаэдрических слюдястых минералов обычен и постоянно присутствует как в цементе песчаников, так и в аргиллитах и глинистых сланцах вплоть до филлитов.

Mg—Fe-хлориты в кластогенных формациях отличаются относительно

Таблица 18

## Химический состав и структурные формулы Fe-Mg-хлоритов осадочных пород

Компонент	I								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	26,03	27,61	29,31	28,61	27,16	26,31	27,46	25,26	29,31
TiO <sub>2</sub>	—								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,31	20,31	19,65	22,64	23,18	21,13	23,61	21,69	19,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,00	15,14	10,60	10,39	9,20	10,14	10,10	6,04	5,13
FeO	16,49	19,36	21,14	18,61	20,26	21,41	20,26	18,85	14,90
MgO	5,49	6,96	7,81	7,36	9,54	9,35	7,41	13,80	17,26
MnO	—								
CaO	0,46	0,41	0,15	0,24	0,61	0,45	—	0,61	Следы
Na <sub>2</sub> O	0,21	—	0,96	0,69	0,23	0,43	0,16	0,28	0,37
K <sub>2</sub> O	0,53	—	0,31	1,69	0,56	1,04	0,71	0,82	0,61
H <sub>2</sub> O	10,86	10,06	10,12	9,58	9,54	9,68	10,36	12,60	13,02
Сумма	100,38	99,85	100,05	99,81	100,28	99,94	100,07	99,95	100,26
Si	2,77	2,86	2,99	2,92	2,75	2,75	2,83	2,70	3,00
Al <sub>IV</sub>	1,23	1,14	1,01	1,08	1,25	1,25	1,17	1,30	1,00
Al <sub>VI</sub>	1,18	1,44	1,41	1,63	1,51	1,35	1,68	1,42	1,36
Fe <sup>3+</sup>	1,67	1,17	0,81	0,79	0,71	0,79	0,78	0,45	0,37
Fe <sup>2+</sup>	1,47	1,67	1,79	1,58	1,71	1,86	1,74	1,68	1,27
Mg	0,88	1,08	1,20	1,13	1,45	1,46	1,14	2,21	2,65
Σок	5,20	5,36	5,21	5,21	5,38	5,46	5,34	5,76	5,65
K <sub>Fe</sub>	0,62	0,61	0,60	0,58	0,54	0,56	0,58	0,43	0,32
Al <sub>общ</sub>	2,41	2,58	2,42	2,71	2,76	2,60	2,85	2,72	2,36

Примечание. Химический состав и структурные формулы Fe-Mg-хлоритов терригенных формаций (цемент песчаников, аргиллиты, сланцы)

I — обр. 1—9. Угленосная формация Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), карбон [Карпова, 1972, табл. 14]: обр. 1—7: 1 — хлорит цемента грауваккового песчаника, C<sub>3</sub><sup>3</sup>, глубина 1200 м, N<sub>g</sub> = 1,654; N<sub>p</sub> = 1,650, ДДВ; 2 — хлорит цемента песчаника, C<sub>2</sub><sup>3</sup>, глубина 2000 м, N<sub>g</sub> = 1,636, N<sub>p</sub> = 1,632, ДДВ; 3 — хлорит цемента песчаника, глубина 4000 м, C<sub>2</sub><sup>6</sup>, N<sub>g</sub> = 1,612 (обр. 1—3 политип Iв, β = 90); 4 — хлорит цемента, C<sub>2</sub><sup>6</sup>, N<sub>g</sub> = 1,624, Донбасс; 5 — хлорит цемента, C<sub>2</sub><sup>5</sup>, N<sub>g</sub> = 1,615, Донбасс; 6 — хлорит сегрегаций в песчанике (Ипатовская скважина, C<sub>2</sub>), N<sub>g</sub> = 1,620, N<sub>p</sub> = 1,614; 7 — хлорит

высоким содержанием Al<sub>общ</sub>, величина которого колеблется от 2,2 до 3,1 в расчете на ф.е. В целом хлориты из пород разного возраста и разных регионов характеризуются достаточно близким химическим составом. Коэффициент железистости K<sub>Fe</sub> колеблется от 0,4 до 0,7 и лишь в единичных случаях превышает значение 0,7. Этот коэффициент мало меняется и для пород разных стадий пост-седиментационных преобразований (см. рис. 28) (табл. 18—21).

Минералого-петрографическая история преобразования поликомпонентного глинистого вещества в хлориты и слюды в цементе песчаников и глинистых породах была впервые изучена в породах мощного мезозойско-палеозойского комплекса Верхоянской складчатой системы [Коссовская, Шутов, 1956; Kossows-

II									
IIA					IIB				
10	11	12	13	14	15	16	17	18	
31,5	33,9	31,7	35,9	30,03	24,4	24,3	23,8	24,7	
0,02	0,03	0,02	0,02	0,08	—	—	—	0,10	
24,0	24,3	18,0	21,8	23,0	22,3	20,8	19,5	20,8	
25,4	25,0	20,2	19,1	27,1	31,3	32,6	34,8	25,3	
9,0	6,2	15,6	10,4	7,6	6,4	5,9	6,4	12,7	
0,01	0,01	0,37	0,04	0,50	0,57	0,66	0,76	0,44	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	
0,01	0,01	0,15	0,02	0,03	0,11	0,10	—	—	
0,02	0,01	0,39	0,23	0,46	0,10	0,10	0,10	0,20	
89,96	89,46	85,43	87,51	88,80	85,18	84,46	85,36	84,24	
3,11	3,33	3,25	3,53	3,10	2,71	2,75	2,71	2,70	
0,89	0,67	0,75	0,47	0,90	1,29	1,25	1,29	1,30	
1,90	2,14	1,42	2,05	1,86	1,63	1,53	1,32	1,39	
0,32	0,31	0,26	0,24	0,35	0,43	0,47	0,50	0,35	
1,79	1,76	1,48	1,34	1,98	2,49	2,63	2,83	1,98	
1,32	0,91	2,38	1,46	1,16	1,06	0,99	1,08	2,07	
5,33	5,12	5,54	5,09	5,35	5,61	5,63	5,73	5,79	
0,61	0,69	0,42	0,52	0,66	0,73	0,76	0,75	0,52	
2,79	2,81	2,17	2,52	2,76	2,92	2,78	2,61	2,69	

основной массы рассланцованных песчаников, PZ(?),  $N_g = 1,626$ ,  $N_p = 1,620$ , Ейск, зеленосланцевая фация; метагенез. Обр. 8, 9 — (табл. 31): 8 — хлорит зеленосланцевой фации — сегрегационные выделения в филлите, Предкавказье; 9 — сегрегация в дислокационно-рассланцованном аргиллите ( $C_1$ ); обр. 4—9 — политип IIb ( $\beta = 97^\circ$ ), парагенез: хлорит, мусковит; метагенез.

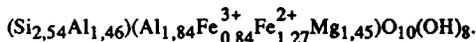
II — обр. 10—18. Песчано-сланцевая формация верхнего и среднего протерозоя (молний) Швеции [Aldahan, Morad, 1986b, табл. 7]. Обр. IIA — обр. 10—14 — формация Визингэ (верхний протерозой). Обр. IIB — обр. 15—18 — формация Дала (верхний-средний протерозой). Цементы песчаников: обр. 10, 14 — дефектные хлориты; обр. 11, 13 — дитриоктаэдрические хлориты; обр. 12 — Mg-Fe-хлорит. Разнообразие составов хлоритов, вероятно, связано с разницей состава вмещающих пород группы Визингэ (начальный, поздний эпигенез); обр. 15—18 — цементы песчаников группы Дала, Fe-Mg-хлориты, глубинный эпигенез-метагенез (аншизона, начало эпизоны).

кава, Shutov, 1958]. В этом же разрезе были впервые выделены зоны постседиментационных преобразований. Близкая схема зональности постседиментационных преобразований была разработана Д.Кумсом на примере мощного комплекса триасовых вулканогенных граувакк Новой Зеландии, где, в частности, впервые была выделена цеолитовая фация начального метаморфизма [Coombs et al., 1959]. Сходство выделенных зон позволило сравнить эти два объекта, которые могут по праву считаться модельными, четко отображающими зональность кластогенных комплексов, возникающую в предметаморфическую стадию [Коссовская, Шутов, 1963]. Однотипность состава кластики, более кислой сиалической в Верхоянском комплексе и более "фемической" в Новозеландском с мощными разрезами, пре-

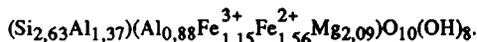
## Типовые кристаллохимические формулы Fe-Mg-хлоритов терригенных формаций

I. Цемент песчаников и основной массы аргиллитов каратауского комплекса (пермо-триас, Мангышлак). Песчаники — кварц-лититовые грауваки глубинного эпигенеза-метагенеза. Ассоциация слонстых силикатов — серицит и хлорит политипа ПЬ ( $\beta = 97^\circ$ ) или  $\sigma$  [Муравьев, Салынь, 1971, табл. 2].

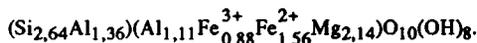
1. Цемент песчаника (глубина 1000 м, обр. 223)



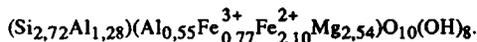
2. Цемент песчаника (глубина 3000 м, обр. 87)



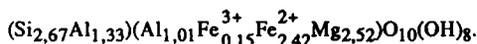
3. Аргиллит (глубина 3100 м, обр. 84)



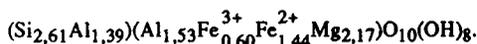
4. Аргиллит (глубина 3400 м, обр. 78)



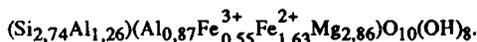
5. Цемент песчаника (глубина 3900 м, обр. 62)



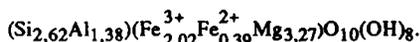
6. Цемент песчаника (глубина 4100 м, обр. 54)



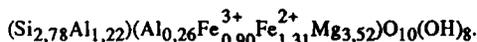
7. Цемент песчаника (глубина 5400 м, обр. 147)



8. Аргиллит (глубина 6000 м, обр. 166)

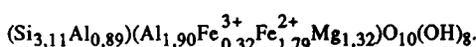


9. Аргиллит катаклазированный в ядре складки

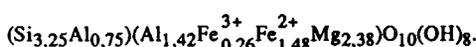


II. Цемент песчаников (протерозой, Швеция). Формация Визингзо (V), кварцевые аркозы зоны позднего эпигенеза; формация Дала (D), аркозовые грауваки зоны позднего эпигенеза-метагенеза [Aldahan, Morad, 1986, табл. 7].

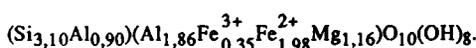
10. Цемент песчаника (обр. V<sub>1</sub>)

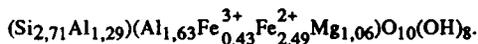
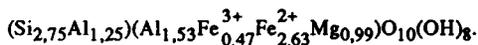
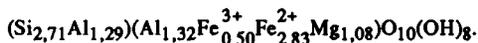
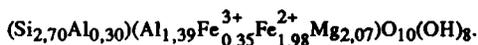


11. Цемент песчаника (обр. V<sub>3</sub>)

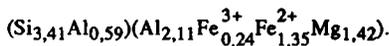
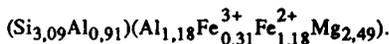
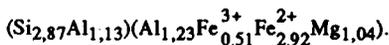


12. Цемент песчаника (обр. V<sub>5</sub>)

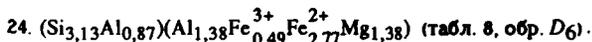
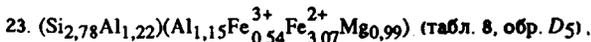
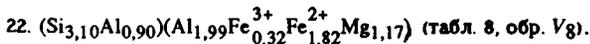


13. Цемент песчаника (обр.  $D_1$ )14. Цемент песчаника (обр.  $D_2$ )15. Цемент песчаника (обр.  $D_3$ )16. Цемент песчаника (обр.  $D_4$ )

## III. Хлориты, образующиеся по обломочным минералам — биотиту и полевым шпатам в песчаниках формаций Визингэо и Дала [Aldahan, Morad, 1986]

17. Измененная пластинка биотита (табл. 9, обр.  $V_9$ )18. Измененная пластинка биотита (табл. 9, обр.  $V_{11}$ )19. Измененная пластинка биотита (табл. 9, обр.  $D_{10}$ )20. Измененная пластинка биотита (табл. 9, обр.  $D_{11}$ )21. Измененная пластинка биотита (табл. 9, обр.  $D_8$ )

## 22—24. Хлориты по измененным полевым шпатам:



## 25, 26. Диоктаэдрические хлориты по полевному шпату:

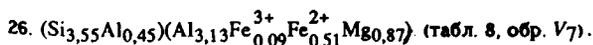
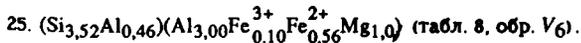


Таблица 20

Структурные формулы Fe—Mg-хлоритов цемента песчаников  
разрезов ряда разведочных скважин на нефть и газ [Curtis et al., 1985]

Компонент	1	2	3	4	5	6
Si	3,12	2,68	2,87	2,79	2,71	2,67
Al <sub>IV</sub>	0,88	1,32	1,13	1,21	1,29	1,33
Al <sub>VI</sub>	1,67	1,53	1,76	1,51	1,37	1,55
Fe <sup>3+</sup>	0,27	0,25	0,28	0,23	0,23	0,19
Fe <sup>2+</sup>	2,45	2,28	2,61	2,03	2,04	1,77
Mg	1,00	1,58	0,83	1,79	2,12	2,24
Σ <sub>окт</sub>	5,39	5,64	5,48	5,56	5,76	5,75
K <sub>Fe</sub>	0,78	0,62	0,78	0,56	0,52	0,47
Al <sub>общ</sub>	2,55	2,85	2,89	2,73	2,65	2,88

Примечание. Хлориты из песчаников мелового и палеогенового возраста, политип  $ib$  ( $\beta = 90^\circ$ ): обр. 1—3 — верхнемеловые песчаники района Тускалоза: обр. 1 — цемент лититовых граувакк, глубина 2400 м (эпигенез), обр. 2, 3 — глубина 5000 м (метагенез); обр. 4 — цемент меловых песчаников формации Фалер, глубина 1970 м; обр. 5, 6 — тонкозернистые лититовые аркозы

Таблица 21

Микрозондовый анализ\* хлоритов и смешанослойных образований  
в миоцен-олигоценых глинистых породах  
(скв. Галф Коуст, глубина 5500 м) [Ahn, Peacor, 1985]

Компонент	1	2	3	4	5	6
Si	2,7	2,8	2,8	2,7	2,9	2,8
Al <sub>IV</sub>	1,3	1,2	1,2	1,3	1,1	1,2
Al <sub>VI</sub>	1,4	1,6	1,5	1,5	1,7	1,5
Fe <sup>2+</sup>	3,0	2,8	2,8	2,8	2,6	2,8
Fe <sup>3+</sup>	0,3**	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Mg	1,1	1,1	1,1	1,2	1,0	1,1
Σ <sub>окт</sub>	5,8	5,7	5,7	5,8	5,6	5,7
K <sub>Fe</sub>	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7
Al <sub>общ</sub>	2,7	2,8	2,7	2,8	2,8	2,7

Примечание. Обр. 1—9 — хлориты; обр. 10—13 — смешанослойные 14/7Å образования. Химические анализы рассчитаны на анионный каркас  $O_{10}(OH)_8$

\* Каждый анализ — среднее значение по трем отдельным зернам.

\*\* 10% от общего содержания Fe относилось к  $Fe^{3+}$  (по [Mcdowel, Elders, 1980]).

вышающей 11—13 км, делает эти объекты очень удобными для изучения истории преобразований как пород, так и индикаторных минералов, начиная от диагенеза и кончая зеленосланцевым метаморфизмом. Интерес к этим объектам сохраняется, о чем свидетельствуют работы И.М. Симановича [1979], О.В. Япоскурта [1989] и других по Верхоянью и Дж. Болса и Д. Кумса [Boles, Coombs, 1975, 1977], Дж. Эна с соавторами [Ahn et al., 1988; и др.] по Новой Зеландии (см. рис. 3).

Зональность, идентичная верхоянской и новозеландской, была установлена многими авторами в самых разных регионах мира. Особенно детально она была изучена в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине [Логвиненко, 1968; Карпова, 1972], в разрезах Русской платформы [Копелиович, 1965], Альпийской

	7	8	9	10	11	12	13
	3,38	3,97	3,45	3,06	3,24	2,90	2,87
	0,62	0,03	0,55	0,94	0,76	1,10	1,13
	1,58	2,07	1,48	1,46	1,15	1,76	1,67
	0,21	0,16	0,18	0,30	0,36	0,25	0,28
	1,94	1,44	1,63	2,75	3,20	0,27	2,54
	1,46	0,96	1,95	0,98	0,77	1,18	1,06
	5,19	4,63	5,24	5,49	5,48	5,46	5,55
	0,59	0,63	0,48	0,76	0,82	0,68	0,73
	2,20	2,10	2,03	2,40	1,91	2,86	2,80

Северного моря, возраст неизвестен; обр. 7—9 — верхнемеловые палеогеновые аркозовые песчаники Аляски, дефектные хлориты; обр. 10—13 — верхнемеловые полевошпат-лититовые песчаники формации Белл-Ривер, глубина 1000—1240 м.

	7	8	9	10	11	12	13
	2,7	2,8	2,8	2,7	2,7	2,7	2,7
	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3	1,3
	1,5	1,5	1,5	1,3	1,6	1,4	1,4
	2,8	2,7	2,8	3,3	3,0	3,2	3,2
	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4
	1,1	1,2	1,1	0,8	0,8	0,9	0,8
	5,7	5,7	5,7	5,8	5,7	5,9	5,8
	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8
	2,8	2,7	2,7	2,6	2,9	2,7	2,7

складчатой зоны [Segonzac, 1969; Frey, 1987] и многих других регионов [Kish, 1983]. Ниже мы остановимся коротко на минералого-петрографических характеристиках хлоритсодержащих пород, встречающихся в постоянных парагенезах со слюдистыми минералами, начиная от зоны начального—глубинного эпигенеза и кончая зеленосланцевыми фациями метagenеза на примере Верхоянского разреза.

Среди Fe—Mg-хлоритов выделяется иногда специфическая группа высокоалюминиевых хлоритов, в которых суммарное содержание алюминия  $Al_{\text{общ}}$  превышает 2,5 в расчете на ф.е. Такого типа хлориты в парагенезе с диоктаэдрическими слюдами описаны в протерозойских песчаниках Швеции [Aldahan,

Таблица 22

## Типовые структурные формулы Mg-Fe- и Fe-Mg-хлоритов основных магматических пород

Компонент	I				II	
	1	2	3	4	5	6
Si	3,0	3,04	2,85	3,22	3,32	3,34
Al <sub>IV</sub>	1,0	0,96	1,15	0,78	0,68	0,66
Al <sub>VI</sub>	1,04	1,08	1,05	0,74	0,88	0,87
Fe <sup>3+</sup>	2,10	2,76	1,35	2,97	2,24	2,42
Fe <sup>2+</sup>						
Mg	2,75	2,04	3,58	2,20	2,68	2,47
Σ <sub>окт</sub>	5,89	5,88	5,98	5,91	5,80	5,76
Al <sub>общ</sub>	2,04	2,04	2,20	1,52	1,56	1,53
K <sub>Fe</sub>	0,43	0,57	0,45	0,42	0,45	0,49

Примечание. I. Нижний базальтовый покров IB офиолитового комплекса Пойнт-Силл [Watison, Shiffman, 1988]. Хлориты и иногда дефектные хлориты в везикулах, трещинах и замещающие основную массу (обр. 1—4) (обр. 3 из дайково-силлового комплекса, подстилающего покров базальтов IB). II. Дефектные хлориты, занимающие в верхнем покрове базальтов IA те же положения.

Таблица 23

## Химический состав и кристаллохимические формулы хлоритов из базальтов океанического субстрата скв. 504B рейс 83-й DSDP [Alt et al., 1985]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	29,94	26,84	28,97	28,41	31,90	28,95
TiO <sub>2</sub>	—	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,66	20,45	18,96	20,00	17,57	17,44
FeO	19,88	24,70	23,29	20,18	18,53	25,83
MnO	0,40	0,61	0,45	0,47	0,33	0,39
MgO	19,15	15,28	15,96	17,71	19,79	15,76
CaO	0,33	0,13	0,41	0,22	0,69	0,61
Na <sub>2</sub> O	—	0,01	0,08	0,01	0,05	0,06
K <sub>2</sub> O	0,04	0,10	0,09	0,03	0,02	0,05
Si	3,10	2,87	2,99	2,92	3,17	3,05
Al <sub>IV</sub>	0,90	1,13	1,01	1,08	0,83	0,99
Al <sub>VI</sub>	1,14	1,31	1,30	1,34	1,22	1,14
Fe	1,72	2,13	2,05	1,73	1,53	2,24
Mg	2,95	2,37	2,45	2,71	2,93	2,43
Ca	0,03	0,02	0,04	0,02	0,07	0,07
Na	—	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
Σ <sub>окт</sub>	5,81	5,81	5,80	5,70	5,68	5,81
Al <sub>общ</sub>	2,04	2,44	2,31	2,42	2,05	2,13
K <sub>Fe</sub>	0,36	0,47	0,45	0,39	0,34	0,48

Примечание. Обр. 1, 3, 5, 6 — смеси со смешанослойными хлорит-сапонитами; обр. 2 — хлорит из жилки 504B-81-1-116-123; обр. 4 — хлорит из жилки 94-1-132-135.

II		III						
7	8	9	10	11	12	13	14	
3,25	3,40	2,93	3,03	3,27	3,37	3,15	3,07	
0,75	0,60	1,07	0,97	0,73	0,63	0,85	0,93	
1,00	1,15	0,87	1,11	0,76	0,94	0,76	1,13	
1,75	1,47	1,01	0,38	1,83	0,75	0,51	0,15	
		1,56	1,61		2,08	2,71	2,94	
2,98	2,92	2,14	2,61	3,39	2,02	1,79	1,56	
5,73	5,77	5,58	5,71	5,98	5,79	5,77	5,78	
1,75	1,75	1,94	2,08	1,49	1,57	1,61	2,06	
0,36	0,34	0,45	0,43	0,35	0,58	0,54	0,66	

что и в нижнем покрове (обр. 5—8) [Battison, Shiffman, 1988]. III. Хлориты из миндалиин, трещин базальтов, диабазов и основной массы габбро различных возрастов и регионов (обр. 9—14) [Кеpezинская, 1965].

Morad, 1986b) и цементе кембрийских песчаников Марокко, по-видимому, изначально богатых дисперсным обломочным биотитом [Pique, Wyrbreht, 1987]. Как правило, высокоалюминиевые хлориты встречаются в породах, относительно неглубоко затронутых постседиментационными изменениями, принадлежащих к начальному и глубинному эпигенезу. Эта группа бывает связана с дитриоктаэдрическими хлоритами, развивающимися в тех же породах по компонентам с высоким содержанием Al, например по полевым шпатам.

Химический состав хлоритов остается довольно близким в породах разных стадий преобразований. Известная схема уменьшения содержания  $Al_{IV}$  и нарастания Mg в октаэдрах [Bailey, 1988 и др.] реализуется отчетливо только при изучении определенных объектов, где первичный состав пород сохранился неизменным на разных уровнях преобразований. Мы проиллюстрируем это далее на некоторых примерах. Наиболее выразительно нарастание температур при постседиментационных изменениях отражается в увеличении суммы двухвалентных катионов  $Fe^{2+}$  и Mg в октаэдрическом слое, иногда в некоторой "перекачке" Al из тетраэдрических позиций в октаэдрические и в общем приближении суммы октаэдрических катионов к 6 в расчете на ф.е.; обычно фиксируется уменьшение содержания  $Fe^{3+}$  и нарастание  $Fe^{2+}$  в октаэдрах (см. табл. 18—21). Смена политипных модификаций хлоритов от  $Ib(\beta = 90^\circ)$  к  $IIb(\beta = 97^\circ)$  наблюдается повсеместно в породах определенного петрографического состава и, по-видимому, является надежным показателем уровня термодинамической переработки пород (см. табл. 18—21)

#### **Железисто-магнезиальные хлориты основных магматических пород офиолитовых комплексов**

Хотя материалов, характеризующих хлориты в продуктах изменения основных магматических пород, было накоплено довольно много [Кеpezинская, 1965; Albee, 1962 и др.], их систематическое изучение началось с 70-х годов. Это было прямым образом связано с исследованием океанов и появлением нового фундаментального направления геологии: изучения океанической коры современных океанов и офиолитовых комплексов складчатых областей, рассматривающихся как аналог древней океанической коры.

В последние годы появились работы, специально посвященные слоистым силикатам в породах офиолитовых комплексов. Они оказались очень информативными для характеристики преобразований основных пород при их взаимодействии с растворами и флюидами в разных геологических обстановках. В породах океанического субстрата хлориты редки. Они встречаются в единичных образцах скважин *DSDP* рейса 51, 52. Массовое распространение хлоритов и смешанослойных хлоритов-сапонитов было обнаружено только в уникальном разрезе базальтов скв. 504 В рейса 83 *DSDP*, вскрывшего ниже обычного комплекса пиллоу-лав, свойственного базальтовому субстрату Мирового океана (слой IIA), дайковый комплекс, переходящий в массивные диабазы (слой IIB и IIC) [Alt et al., 1985]. Общая мощность вскрытых базальтов превышает 1050 м. Хлоритам сопутствует резкая смена ассоциации новообразованных минералов, представленных Са-цеолитами, пренитом, эпидотом, актинолитом и другими силикатами, характерными для зеленосланцевого метаморфизма, отсутствующими, как правило, в комплексах пиллоу-лав (см. рис. 5)

Наиболее проработанной моделью состава и распространения хлоритов в верхней части современных наземных офиолитовых комплексов могут служить материалы Л. Беттисона и П. Шифмана [Battison, Schiffman, 1988], изучивших офиолитовый массив Пойнт-Силла. Это один из представительных объектов юрских офиолитов Калифорнийского пояса (табл. 22, 23).

На классификационной геокристаллохимической диаграмме поле Fe—Mg-хлоритов из основных магматических пород ограничивается следующими параметрами:  $2,2 < Al_{\text{общ}} < 1,3$ ;  $K_{Fe} = 0,3—0,6$ . Оба эти параметра четко отражают специфику Fe—Mg-хлоритов осадочных и основных магматических пород (см. табл. 22, 23).

#### Магнезиальные хлориты эвапоритовых формаций разных стадий осолонения

Магнезиальные хлориты или клинохлоры встречаются в резко различных геологических обстановках. Особенно контрастными являются Mg-хлориты, связанные с осадочными эвапоритовыми формациями, и Mg-хлориты, приуроченные к различным типам преобразований в ультраосновных породах.

Хлориты эвапоритовых формаций описывались многими авторами в отложениях различного возраста в разных регионах. Среди Mg-хлоритов эвапоритовых формаций выделяются два типа. Первый связан с терригенно-хемогенными комплексами ранних стадий осолонения бассейнов от доломито-сульфатной до галитовой. Этот тип хлоритов и сопутствующих им хлоритоподобных минералов — корренситов и дефектных хлоритов охарактеризован разными авторами в отложениях, начиная от кембрия, силура, девона [Bodin, Standaert, 1977; Рассказов, 1984] и кончая пермо-триасом [Lucas, 1962; и др.]. Меньшее внимание привлекали более молодые образования.

Подробное изучение хлоритов данного типа было проведено в разрезе пермских отложений Оренбургского Приуралья [Коссовская и др., 1971; Соколова, 1983]. Было установлено, что в отличие от Fe—Mg-хлоритов для магнезиальных хлоритов не характерен эволюционный ряд превращений от смешанослойных хлорит-сметитовых и (или) хлорит-вермикулитовых образований до собственно хлоритов, связанный с увеличением температур при постседиментационных преобразованиях. Основным фактором, определяющим совершенство структуры хлоритов, оказалось не повышение температур при погружениях, а степень проницаемости пород, способствующая свободному проникновению магнезиальных растворов. Авторами впервые была выявлена кристаллохимическая специфика этого типа Mg-хлоритов, выражающаяся в высоком содержании алюминия (табл. 24): величина  $Al_{\text{общ}} = Al_{IV} + Al_{VI}$  всегда превышает 2,2 в расчете на ф.е. при

Таблица 24  
Химический состав и кристаллохимические формулы Mg-хлоритов  
из осадочных пород эвапоритовых комплексов  
и преобразованных карбонат-сульфатных пород некоторых месторождений  
полезных ископаемых

Компо- нент	I		II			III			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	33,20	29,70	28,97	29,07	30,38	31,44	32,98	32,1	31,05
TiO <sub>2</sub>	—	1,10	—	0,32	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,50	22,80	26,59	21,82	24,21	17,62	15,94	18,5	24,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,85	7,54	0,48	0,83	0,11	Следы	0,64	—	0,45
FeO	1,22	5,50	3,62	3,67	2,34	—	0,73	0,60	1,78
MgO	28,75	22,25	25,17	29,90	26,31	37,64	36,43	36,7	27,49
MnO	—	—	0,20	—	0,13	—	—	—	—
CaO	0,50	—	0,02	0,19	0,15	Следы	—	—	2,09
Na <sub>2</sub> O	0,27	—	0,44	Следы	0,29	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,31	—	0,23	—	0,08	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	11,20	11,16	13,38	13,52	14,24	13,19	13,78	12,1	12,39
Сумма	100,05	—	99,08	99,32	99,24	99,89	100,50	100,9	7,60
Si	3,06	2,92	2,77	2,80	2,92	2,93	3,08	3,00	—
Al <sub>IV</sub>	0,94	1,08	1,23	1,20	1,08	1,07	0,92	1,00	—
Al <sub>VI</sub>	1,29	1,29	1,76	1,28	1,67	0,87	0,84	1,04	—
Fe <sup>3+</sup>	0,27	0,19	0,03	0,06	0,01	—	0,04	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,09	0,95	0,29	0,30	0,19	—	0,06	0,05	—
Mg	3,95	3,31	3,58	4,30	3,77	5,23	5,07	5,11	—
Σ <sub>окт</sub>	5,6	5,74	5,66	5,94	5,64	6,10	6,01	6,20	—
K <sub>Fe</sub>	0,02	0,25	0,07	0,08	0,05	0	0,02	0,01	—
Al <sub>общ</sub>	2,23	2,37	2,99	2,48	2,75	1,94	1,76	2,04	—

Примечание. I. Mg-хлориты из осадочных эвапоритовых комплексов: обр. 1 — хлорит из галитов соленосного комплекса триаса Марокко [Lucas, 1962]; обр. 2 — хлорит из глинистых прослоев (преобразование туффитов) в солях месторождения Хольдштата (Австрия) [Bodin, Standaert, 1977]. II (обр. 3—5) — Mg-хлориты из гипсовых тел гидротермальных полиметаллических месторождений Куроко (Япония) [Seki et al., 1983]. III (обр. 6—9) — хлориты из гидротермальных жильных месторождений с различного типа полезными ископаемыми: обр. 6 — Mg-хлорит из хрусталеносной жилы (Казахстан), выполнение тела кварцевой жилы; обр. 7—9 — хлориты из полиметаллических месторождений: обр. 7, 8 — Белорусский рудник. Рудный Алтай, обр. 9 — хлорит из отвала штольни Верхнелазурного полиметаллического месторождения [Кеpezинкас, 1965].

$K_{Fe} = 0—0,25$ . Это сближает данный тип Mg-хлоритов с Fe—Mg-хлоритами осадочных кластогенных формаций. Постоянным спутником хлоритов и хлоритоподобных минералов являются Fe-иллиты [Коссовская, Дриц, 1975; Дриц, Коссовская, 1990; Соколова, 1983; Рассказов, 1984]. Другой тип Mg-хлоритов в эвапоритовых формациях приурочен к солям, накапливающимся на высоких стадиях осолонения. Это ряд галитов—сильвинитов—карналлитов и других калиевых и калиево-магниевых солей. Хлориты в галопелитах и нерастворимом осадке этих солей были детально изучены Т.Н. Соколовой [1983]. Относятся они к типичным клинохлорам. Их особенностью является очень низкое содержание  $Al_{общ}$  — от 2,2 до 1,6 в расчете на ф.е.; такой же низкий уровень свойствен и хлоритам в преобразованных ультрабазитах. Интересно отметить, что парагенезы слоистых силикатов, сопутствующие хлоритам из K—Mg-солей, сходны с минеральными парагенезами ультрабазитов. Это минералы группы серпентинов, гидратированные тальки, гидроталькиты.

## Магнезиальные хлориты преобразованных комплексов ультрабазитов

Хлориты, связанные с продуктами преобразования ультраосновных пород, являются типичными представителями группы клинохлора. Для них значение  $K_{Fe} = 0-0,2$ , а величина  $Al_{общ}$ , как правило, существенно  $< 2$  в расчете на ф.е. (см. рис. 28, табл. 27, 28) [Коссовская, Дриц, 1975]. Материалы, приводимые А. Лердом [Laird, 1988], дают практически такую же картину для вариации химического состава хлоритов из ультрабазитов. По данным К.Б. Кепежинскаса [1965], хлориты, локализованные вблизи хромитовых руд, отличаются повышенным содержанием  $Cr_2O_3$ .

Таблица 25

Химический состав и кристаллохимические формулы Mg-хлоритов из ультрабазитов, преобразованные в разных геологических обстановках

Компонент	I		II		III		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	32,06	31,32	30,60	30,82	32,46	31,87	30,62
TiO <sub>2</sub>	Следы	Следы	0,09	0,16	0,08	0,17	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,37	11,31	17,96	18,44	13,20	14,51	17,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,93	5,97	2,33	1,45	0,92	1,86	1,60
FeO	8,62	3,95	2,26	2,51	2,57	3,57	3,62
MnO	Следы	Следы	0,10	0,03	0,02	Следы	0,35
MgO	27,52	31,84	33,00	33,02	34,83	32,76	32,35
CaO	1,40	0,50	0,07	—	0,42	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	Следы	0,04	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,03	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	11,02	13,72	11,70	13,20	13,38	13,95	14,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,46	1,73	1,42	1,70	1,10	—
Сумма	100,56	100,05	99,88	101,05	100,4	100,3	100,21
NiO	—	—	1,21	0,26	—	—	—
Si	3,18	3,13	2,85	2,89	3,13	3,13	2,94
Al <sub>IV</sub>	0,82	0,87	1,15	1,11	0,87	0,87	1,06
Al <sub>VI</sub>	0,05	0,46	0,83	0,92	0,62	0,81	0,93
Fe <sup>3+</sup>	0,88	0,45	0,16	0,10	0,06	0,14	0,12
Fe <sup>2+</sup>	0,71	0,33	0,17	0,20	0,21	0,13	0,29
Mg	4,07	4,74	4,59	4,62	5,00	4,80	4,64
Σ <sub>окт</sub>	5,71	5,98	5,75	5,84	5,89	5,88	5,86
Al <sub>общ</sub>	0,87	1,33	2,02	2,04	1,49	1,68	1,99
K <sub>Fe</sub>	0,28	0,14	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06
Cr	0,05	0,07	0,13	0,01	0,13	0,08	—

**Примечание.** I. Хлориты из ультрабазитов антофиллит-асбестового Осипенского месторождения (Западное Приазовье): обр. 1 — тремолит-хлоритовая порода,  $N_g = 1,600$ ,  $N_p = 1,596$ . Плеохроизм в светло-зеленых—желтых тонах; обр. 2 — тальк-хлоритовая порода,  $N_g = 1,586$ ,  $N_p = 1,582$ . Плеохроизм светло-зеленый, светло-желтый; примесь талька и рудной пыли. II. Хлориты из жилы в серпентинитах ультрабазитов Габо Ортегая (Северо-Западная Испания) [Noack, 1985]: обр. 3, 4 — темно-зеленый хлорит из жилы в серпентинитах. Кристаллы размером больше 50 мм. III. Mg-хлориты из ультрабазитов, преобразованных в разных геологических обстановках [Кепежинскас, 1965, табл. 1, 2]: обр. 5 — Mg-хлорит из лерцолитов, Пьемонт (Италия) (NiO = 0,20),  $N_g = 1,580$ ,  $N_p = 1,576$ ; 2V; обр. 6 — клинохлор из жилы в серпентините, карьер Гордон, Кокапакава, Новая Зеландия,  $N_g = 1,586$ ,  $N_p = 1,581$ , 2V + (0 - 20); обр. 7 — клинохлор из серпентинита, Южная Сербия (Югославия).

Т а б л и ц а 26  
Химический состав Mg-хлоритов из кимберлитов Сьерра-Леоне  
(Восточная Африка) [Thomkins et al., 1984]

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	39,11	39,12	32,28	31,51
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,21	0,19	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,46	10,19	9,69	8,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,81	3,96	—	—
FeO	2,74	4,03	18,11	17,85
MnO	0,03	0,03	0,08	0,05
MgO	24,86	25,13	26,83	27,12
CaO	0,17	0,03	0,16	0,12
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	—	0,04
K <sub>2</sub> O	0,01	0,16	0,36	0,04
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,07	0,08	0,05
Сумма	88,49	82,96	88,25	86,38
Si	3,67	3,85	3,31	3,26
Al <sub>IV</sub>	0,33	0,15	0,69	0,74
Al <sub>VI</sub>	0,83	1,03	0,46	0,32
Fe <sup>3+</sup>	0,76	0,29	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0,21	0,33	1,53	1,54
Mg	3,48	3,69	4,03	4,18
Σ <sub>окт</sub>	5,28	5,34	6,02	6,04
Al <sub>общ</sub>	1,16	1,18	1,15	1,06
K <sub>Fe</sub>	0,22	0,14	0,26	0,26
Cr	Следы	—	—	0,25

П р и м е ч а н и е . Обр. 1, 2 — хлориты из крупных нодулей; обр. 3, 4 — хлориты из основной массы кимберлитов.

Несколько более высоким содержанием Fe по сравнению с истинными клинохлорами и серпентинами отличаются хлориты из кимберлитовых пород. Для них величина  $K_{Fe} = 0,11—0,28$ , а значения  $Al_{общ}$  не превышают 1,3 в расчете на ф.е.

Различные морфологические, оптические и кристаллохимические типы хлоритов из кимберлитовых месторождений описаны недавно Л. Томкинсом с соавторами [Thomkins et al., 1984]. Отмечается большое разнообразие различных модификаций хлоритов. Подробно обсуждается преэзис этих хлоритов, который связывается не только с метаморфическими преобразованиями, но и с влиянием подвижных мантийных флюидов (см. рис. 28).

В настоящей книге основное внимание сосредоточено на хлоритах и хлоритоподобных минералах осадочных формаций. Mg-хлориты ультрабазитов привлечены только как сравнительный материал, подчеркивающий специфику Mg-хлоритов, относящихся к одной кристаллохимической группе — клинохлорам, но формировавшихся в совершенно разных геологических обстановках.

Специфика Mg-хлоритов из осадочных и магматических пород выражается в той же константе, что и для Fe—Mg-хлоритов — в суммарном содержании  $Al_{общ} = Al_{IV} + Al_{VI}$ . Для осадочных хлоритов эта величина всегда выше 2,2 в расчете на ф.е. (см. рис. 28, табл. 24—26). Однако это относится только к хлоритам терригенно-хемогенных формаций ранних стадий осолонения. В этих формациях хемогенные породы-доломиты, гипсы и галиты находятся в тесных фациальных парагенезах с породами, богатыми алюмосиликатным материалом — мер-

Таблица 27

## Химический состав и кристаллохимические структурные формулы Fe-хлоритов в месторождениях железных руд и некоторых осадочных породах

Компонент	II						
	I	IIА		IIБ		IIВ	
		1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	23,90	21,05	20,60	22,90	30,49	27,25	23,43
TiO <sub>2</sub>	—	Не опр.	0,41	0,06	—	0,77	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,9	22,99	16,73	19,00	18,33	22,75	22,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,5	1,14	4,06	21,30	3,19	4,27	1,98
FeO	—	44,57	30,26	22,90	32,37	28,83	30,75
MgO	1,37	0,95	8,12	5,07	1,81	6,26	10,29
MnO	—	—	0,29	0,03	—	—	0,55
CaO	—	—	2,36	—	—	0,22	0,32
Na <sub>2</sub> O	—	—	0,19	—	—	—	0,21
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	9,00	12,10	9,12	13,09	9,35	10,66
Сумма	88,2	99,70	99,24	100,52	99,79	100,26	100,66
Si	2,94	2,40	2,47	2,46	3,34	2,80	2,52
Al <sub>IV</sub>	1,06	1,60	1,53	1,54	0,66	1,20	1,48
Al <sub>VI</sub>	1,62	1,48	0,83	0,86	1,78	1,57	1,30
Fe <sup>3+</sup>	3,64	0,10	0,42	1,72	0,26	0,33	0,18
Fe <sup>2+</sup>		4,25	3,02	2,05	2,97	2,49	2,75
Mg	0,46	0,18	1,46	0,81	0,30	1,05	1,66
Σ <sub>окт</sub>	5,72	6,01	5,73	5,44	5,31	5,44	5,89
K <sub>Fe</sub>	0,88	0,96	0,70	0,82	0,91	0,72	0,64
Al <sub>общ</sub>	2,68	3,08	2,36	2,40	2,44	2,77	2,78

Примечание. I (1). Шамотит-оолитовая железорудная формация, ордовик (месторождение Вабана) [Maupard, 1986, табл. 2]. II. Железисто-кремнистые формации (КМА и Украинского кристаллического массива) (М.И. Макаров, 1971 г.): IIА. Обр. 2, 3 — метаморфические железорудные месторождения, архей (Белгородский район) (по В.И. Макарову, 1971 г., табл. 1); 2 — прослой хлоритового сланца в руде, 3 — хлорит-карбонатный прослой в кварците; IIБ. Обр. 4, 5 — осадочные железорудные месторождения. "Кора выветривания" древних железорудных комплексов (Яковлевское месторождение) (там же, табл. 16, 17); 4 — железорудная брекчия в основании древней коры

гелями, глинами, алевролитами и даже песчаниками, способными поставлять Al для кристаллической структуры хлоритов.

Другой состав имеют Mg-хлориты из пород высоких стадий осолонения — K—Mg-сульфатов и хлоридов. Эта группа на геокристаллохимической диаграмме занимает поле, близкое к Mg-хлоритам ультрабазитов (см. рис. 28). Их объединяет очень низкое содержание суммарного алюминия ( $Al_{общ} < 2,2$ ) и резкое преобладание Mg над Fe ( $0 < K_{Fe} < 0,30$ ).

Очевидно, что причиной, определяющей эти особенности состава хлоритов разного генезиса, является высокая концентрация и активность Mg, несмотря на то что источники его поступления были совершенно различны. В одном случае это разрушение очень нестойких высокомагнезиальных силикатов (оливинов), а возможно, и воздействие мантийных флюидов, в другом — интенсивное упаривание воды бассейна седиментации. Незначительная роль Al в обоих случаях определилась недостатком сырья, поставляющего этот элемент. В первом случае это было продиктовано изначальным составом пород, во втором — видимо, крайне небольшим присутствием Al в нерастворимом остатке солей.

III			IV			
8	9	10	11	12	13	14
23,13	22,51	23,52	24,11	23,43	26,24	25,46
—	—	—	—	—	—	—
21,61	21,85	22,17	21,37	22,93	20,40	26,01
41,06	41,53	40,91				
—	—	—	37,20	39,02	35,11	30,64
4,75	4,65	4,87	5,89	4,45	6,31	6,66
—	—	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
0,04	0,02	0,03	.	.	.	.
—	—	—	.	.	.	.
—	—	—	.	.	.	.
—	—	—	.	.	.	.
90,59	90,56	91,50				
2,57	2,51	2,57	2,66	2,59	2,90	2,69
1,43	1,48	1,43	1,34	1,41	1,10	1,31
1,40	1,39	1,45	1,54	1,57	1,56	1,92
3,82	3,88	3,75	3,43	3,60	3,15	2,70
0,78	0,77	0,80	0,98	0,74	1,05	1,06
6,0	6,04	6,0	5,95	5,91	5,71	5,68
0,80	0,83	0,82	0,77	0,83	0,76	0,72
2,83	2,87	2,88				

выветривания (табл. 16), 5 — цемент: ... конгломерата брекчии (табл. 17); IV. Обр. 6, 7 — хлориты из рудного горизонта и вмещающих пород (Криворожский железорудный бассейн); 6 — хлорит из хлорит-хлоритовидного сланца (табл. 4), 7 — шамозит (там же, табл. 4). III. Обр. 8—10 — шамозиты из триасовых угленосных формаций (Япония) [Iijima, Matsumoto, 1982]; 8 — K-тип (по каолиниту), 9 — S-тип (по сидериту), 10 — V-тип (в жилках). IV. Обр. 11—14 — микророндовые анализы Fe-хлоритов (14 Å "бертьерины") из пеллет в меловых отложениях Алжира [Velde et al., 1974].

Таким образом, в данном случае наблюдается явление конвергентности, когда Mg-хлориты характеризуются близким составом, обусловленным доминирующим катионным составом растворов, но формировались в резко отличных обстановках. Мы обращали на это внимание и раньше при описании генетических типов корренситов [Косовская, Дриц, 1985; Дриц, Косовская, 1990].

Любопытным является сходство парагенезов минеральных фаз, сопровождающих Mg-хлориты из K—Mg-солей эвапоритовых формаций и измененных ультрабазитов, относящихся к серпентинам, талькам и гидроталькитам.

Помимо названных геологических обстановок, Mg-хлориты встречаются в родингитах на контактах ультраосновных и карбонатных пород, в метадоломитах. Недостаточно пока генетически изучены Mg-хлориты жильных месторождений, хотя их роль как индикаторных минералов для различных типов полиметаллических и нерудных (хрусталоносных) месторождений, видимо, может быть очень значительной.

## Железистые хлориты или шамозиты железорудных формаций

Эти минералы связаны главным образом с железорудными месторождениями разного возраста, от третичных до архейских. Кроме того, шамозиты локально встречаются в терригенных породах, обогащенных железистыми минералами [Curtis et al., 1985; Iijima, Matsumoto, 1982; Ahn et al., 1988],  $K_{Fe}=0,75-0,95$ , величина  $Al_{общ}$  как правило, превышает 2 в расчете на ф.е., что типично для всех хлоритов из осадочных и вулканогенно-осадочных формаций (см. рис. 28, табл. 27).

### ЖЕЛЕЗИСТО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ХЛОРИТЫ КЛАСТОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Хлориты, принадлежащие к данной группе, изучены в породах многих осадочных формаций разного возраста и разных регионов мира. При их описании мы используем ряд объектов или моделей, на примере которых наиболее ярко можно проиллюстрировать зависимость состава и структуры хлоритов от геологических обстановок формирования.

#### Верхоянский комплекс (нижний мел–верхний палеозой)

Мощность верхоянского комплекса превышает 11000—12000 м в складчатой системе Верхоянского хребта и составляет около 500—1000 м в прилегающих платформенных разрезах Вилюйской синеклизы. В верхней части разреза ( $K_1-J_3$ ) в Приверхоянском прогибе присутствует угленосная формация мощностью 2500—3000 м; в синхронной толще платформенного разреза мощность ее не превышает 250 м. Нижняя часть разреза представлена песчано-глинистыми, прибрежно-морскими отложениями, переходящими в пределах Верхоянского складчатого пояса во флишеидные формации различного типа, свойственные геосинклинальным прогибам. Петрографический состав пород довольно однороден. В верхней части разреза — это средние плагиоклазовые аркозы с обильным биотитом ( $K_1$ ), в остальном разрезе — полевошпатовые и кварц-полевошпатовые граувакки или граувакковые аркозы. Важно, что основная масса первичного глинистого вещества принадлежала к дисперсным продуктам преобразования биотитов. История трансформации биотитов в разных обстановках платформенного и геосинклинального режимов осадконакопления и погружения пород различна. В первом случае — медленный темп осадконакопления обусловил разнообразие состава глинистого вещества, контролируемое фациальными обстановками, во втором — быстрые погружения определили формирование ассоциаций глинистых минералов, подчиненные нарастанию температур и давлений (рис. 29, 30; табл. 28) [Коссовская, Шутов, 1956, 1971, 1976; Коссовская, 1962].

**Зона начального эпигенеза.** Проследить историю преобразования тонкодисперсного биотита удалось на примере изучения глин, принадлежащих к различным типам фациальных обстановок, мощным угленосным толщам, формирующимся в условиях относительно медленных погружений платформенного разреза. Рассмотрены глины многокомпонентного состава, свойственные разным фациальным типам нейтральных обстановок накопления песчано-алевритово-глинистых пород межугольных пачек, и близкие к мономинеральным глинам, отлагавшиеся в контрастных фациях: 1) монтмориллонитовые глины, накапливавшиеся в обстановках солоноватых прибрежных озер; 2) каолинитовые глины, формирующиеся в длительно существовавших кислых условиях зарастающих водоемов, предшествующих формированию мощных прослоев угленосных пластов (см. табл. 28, рис. 29, 30).

Таким образом, была прослежена последовательность непрерывных структурных превращений биотита в процессе его видоизменения вплоть до появления мономинеральных фаз монтмориллонита и каолинита. Наметилось два парал-

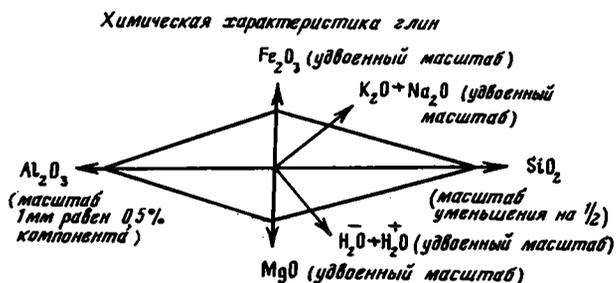
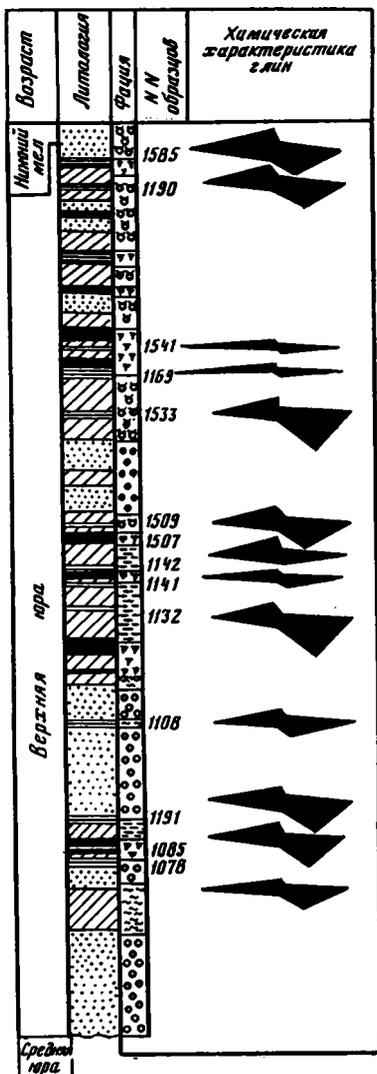


Рис. 29. Минералого-химическая характеристика состава глин в платформенном разрезе юрской угленосной формации — медленный темп осадконакопления обеспечивает разнообразие состава глин, подчиненное фациальным обстановкам

1—4 — породы: 1 — песчаники, 2 — пачки переслаивания, 3 — глины, 4 — угли; 5—10 — фации: 5 — болота и зарастающие водоемы, 6 — поймы, 7 — аллювий, 8 — речные выносы, бары, 9 — приморские озера, 10 — заливы и лагуны. Типовые образцы глин: 1169, 1541 — каолинитовые глины; 1533, 1142 — монтмориллонитовые глины, 1085, 1191, 1190, 1585 — поликомпонентные гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью каолинита

лельных ряда изменений. Один из них характеризуется тем, что переход одного минерального вида в другой осуществляется через серию переходных смешанослойных фаз. Другой отличается отсутствием переходных фаз и синтезом по матрице исходного минерала. Первый ряд типичен для глин многокомпонентного состава, где прослежены непрерывные переходы от измененного биотита до монтмориллонита.

Зафиксированы следующие фазы: триоктаэдрическая слюда—хлорит, хло-

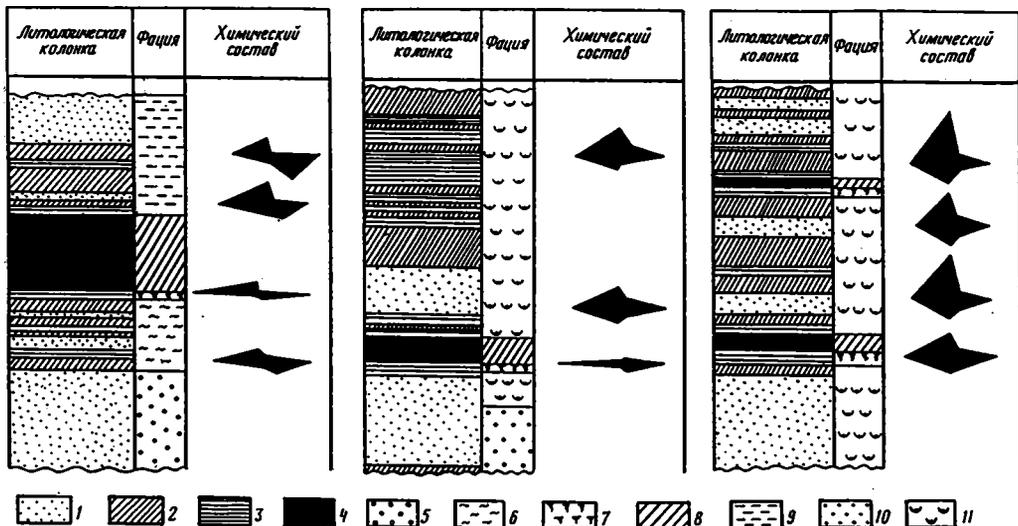


Рис. 30. Литологическое строение и состав глин в угленосных циклах платформенного, переходного и геосинклинального разрезов [Коссовская, 1962]

Типы пород: 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глины и аргиллиты; 4 — угли. Фашии: 5 — русловой аллювий; 6 — пойменные отложения; 7 — застойные водоемы и болота; 8 — торфяные болота; 9 — отложения приморских озер; 10 — песчаные отложения дельты; 11 — отложения лагун, заливов и открытого побережья.

Таблица 28

Химический состав эталонных образцов глин фракции < 0,001 мм платформенного, переходного и геосинклинального разрезов Восточной Якутии (Верхоянский комплекс)\*

Геологическая обстановка	Фашиальная обстановка	Типы глин	№ образца	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	
Платформенный разрез	I	А	Поликомпонентные глины	1190	52,60	21,50	3,40	1,52
			1142	51,28	23,11	3,11	2,28	
		Б	Каолинитовые глины	1169	47,34	33,69	1,42	1,40
				1541	48,98	29,99	1,09	1,70
				1141	49,94	27,25	1,08	0,80
		В	Монтмориллонитовые глины	1533	55,22	19,39	3,65	1,12
1132	53,48	20,00	3,82	1,18				
Переходная к прогибу зона	II	Поликомпонентные глины	244	43,80	27,17	1,28	4,93	
			249	44,60	25,74	2,71	4,51	
			270	48,64	24,95	2,18	3,69	
			319	47,06	22,76	7,28	1,80	
Геосинклинальный разрез	III	Хлорит-гидрослюдистые глины	518	42,60	19,02	6,27	7,79	
			578	43,20	21,65	7,18	7,05	
			456	44,02	22,15	6,39	5,30	

\* Таблица иллюстрирует рис. 29, 30.

Примечание. I — платформа (Якутский разрез), преимущественно континентальные отложения: А — "нейтральные" фашии, аллювиальные, дельтовые озерные отложения; Б — подугольные отложения болот и зарастающих водоемов; В — прибрежно-морские отложения озер, заливов, лагун.

рит—"подвижный" хлорит, "подвижный" хлорит—монтмориллонит. Почти каждый из компонентов, входящих в переходные образования, присутствует в глинах и в виде самостоятельной фазы. Все компоненты переходных фаз отличаются в основном последовательными изменениями в заполнениях межслоевых промежутков, которые, в свою очередь, связаны с определенной перестройкой в октаэдрических и тетраэдрических сетках 2:1 слоев. Последовательность изменений в заполнении межслоевых промежутков можно представить следующим образом: 1) К заменяется Mg, формирующим бруситовый слой (появление хлорита); 2) происходит постепенная гидратация и разрушение бруситового слоя (появление "подвижного" хлорита); 3) в межслоевых промежутках присутствуют только молекулы воды и катионы обменного комплекса (образование монтмориллонита). Изменения в октаэдрическом слое выражаются в выносе  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  (а также частичном переходе последнего в  $Fe^{3+}$ ), в замещении вынесенных катионов на катионы алюминия, высвобождающиеся частично из тетраэдрических сеток минерала, а частично присутствующие в растворах за счет разложения некоторых обломочных минералов.

Представителями второго ряда являются каолинит и диоктаэдрическая Al-гидрослюда. Ни тот ни другой минерал не встречены в виде переходных смешанослойных фаз с другими компонентами.

Многообразие продуктов переработки триоктаэдрических слюд, обуславливающее разнообразие состава глин в разрезе, определяется условиями их формирования и зависит: от скорости осадконакопления, т.е. длительности пребывания осадка в зоне диагенеза, где он в большей степени успевает приспособиться к окружающим условиям; от количества органического вещества, способствующего генерации углекислоты, увеличивающей интенсивность разложения глинистых минералов; от интенсивности водообмена; от степени "приспособленности" глинистых веществ к окружающей среде и др.

TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	C	CO <sub>2</sub>	Сумма
0,90 0,70	0,76 1,08	2,69 2,69	2,31 3,10	0,60 0,97	7,76 4,64	5,22 6,18	Не опр. —	Не опр. —	99,38 99,26
1,43 1,68 2,31	0,46 0,34 0,64	0,56 1,54 1,80	0,50 1,34 0,72	0,27 0,38 0,39	2,16 2,82 4,53	10,78 9,34 8,35	— — 1,48	— — 0,06	99,31 99,61 99,73
0,70 0,90	0,42 1,32	2,64 3,29	0,91 1,89	0,44 0,32	9,32 8,92	5,04 4,91	— —	— —	99,07 100,06
1,84 2,23 1,88 0,84	0,84 0,86 0,56 1,00	3,08 3,60 3,66 2,40	3,24 0,98 2,94 0,84	0,20 0,19 0,84 0,50	1,83 4,19 2,56 6,76	8,37 8,01 7,77 7,85	3,48 1,77 0,51 1,47	0,24 0,10 0,30 0,10	100,30 100,49 100,48 100,64
1,60 1,20 1,40	0,72 0,80 1,14	7,40 6,20 3,02	1,37 2,41 4,36	1,35 1,56 1,12	4,76 3,28 3,06	7,44 5,16 3,06	0,47 0,78 1,20	Нет 0,10 0,22	100,93 100,73 99,90

II — прогиб, переходный к Приверхолянской зоне; прибрежные обстановки: выносы рек, дельты, озера, заливно-лагунное побережье. III — верхоянский крайовой прогиб (разрезы Сангары—Западная Градыга); морские и прибрежно-морские отложения, периодическое заболачивание.

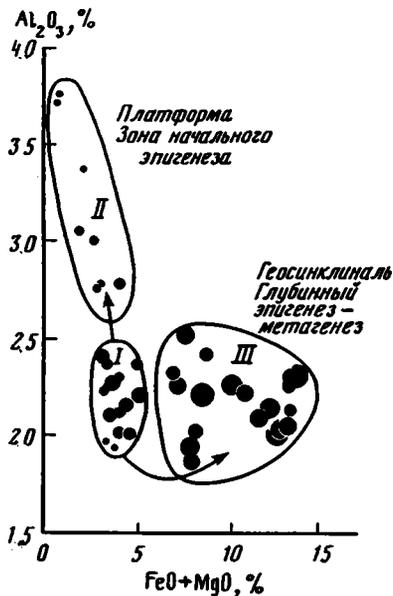


Рис. 31. Химико-минералогические изменения первичного поликомпонентного глинистого вещества на платформе (фациальный контроль) и в геосинклинали ( $P-T$  контроль в условиях быстрого погружения) [Коссовская, 1962]

I — состав первичного материала (преобладают продукты разрушения триоктаэдрических слюд); II — глинистое вещество в платформенном разрезе; III — глинистое вещество в геосинклинальном разрезе: хлорит и диоктаэдрическая слюда (диаметр кружка соответствует содержанию  $K_2O$  1 мм - 1X)

Мощность зоны начального эпигенеза в геосинклинальном разрезе охватывает 1800—2000 м верхней половины нижнемеловых отложений. Степень преобразованности обломочного биотита увеличивается при движении вниз по разрезу. Важной особенностью песчаных пород зоны начального эпигенеза в геосинклинальном разрезе является присутствие реликтов "зубчатых" зерен пироксенов и амфиболов, исчезающих в нижней части нижнемелового комплекса. На влиянии этих нестойких минералов на процессы формирования осадочных хлоритов остановимся ниже.

В геосинклинальных обстановках при быстром осадконакоплении условия интенсивного кислого разложения длительно не существовали. Подугольные глины остаются чаще всего поликомпонентными, хотя в них может увеличиваться доля новообразованного каолинита (см. табл. 28) (рис. 31, см. также рис. 29, 30). Преобразования пород, связанные с повышением температур при погружениях, отражаются прежде всего на смене состава углей. В платформенном разрезе присутствуют бурые угли (марка Б, выход летучих 40%), в геосинклинальном — длиннопламенные (марка Д, выход летучих 33%, что соответствует температурам 40—70°C).

**Зона позднего эпигенеза.** Фация хлорит-слюдистая в метапелитах, ломонитовая — в средних аркозах (метафельзитах). Начальная перекристаллизация глинистого вещества в цементе песчаников происходит раньше всего вокруг терригенных обломков. Раннее образование упорядоченного хлорит-вермикулитового минерала с  $d_{(001)} = 28\text{Å}$ , описанного авторами под названием сангарит, было установлено в цементе нижнемеловых песчаников Приверхоанского прогиба [Дриц, Коссовская, 1990; Kossowskaya et al., 1963]. Микроскопически минерал неотличим от хлорита: он окрашен в светло-зеленый цвет, не плеохроирует, показатель преломления пластинок, лежащих на базисе,  $N_m = 1,618 + 1,620$ . Минерал образует каемки толщиной 0,01—0,02 мм; каемки часто имеют крустификационное строение и состоят из мельчайших, слабо поляризующих иголочек, ориентированных перпендикулярно к поверхности обломочных зерен. В сканирующем электронном микроскопе хорошо видна субгексагональная пластинчатая форма частичек как хлоритоподобных минералов, так и истинных хлори-

	T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>	J <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	K <sub>1</sub> <sup>1</sup>	K <sub>2</sub> <sup>2</sup>	K <sub>3</sub>	T <sub>г</sub>
Циркон							
Рутил							
Турмалин							
Гранат							
Дистен							
Ставролит							
Эпидот							
Роговая обманка							
Пироксен волокнистый							
Пироксен радиальный							

Рис. 32. Схема внутрислойного растворения нестойких фемических минералов в Верхоянском разрезе (третичные — нижнеюрские и триасовые отложения [Коссовская, 1962])

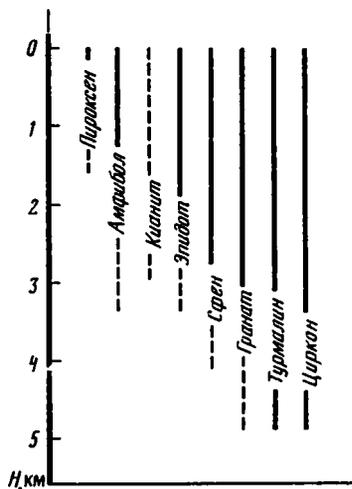


Рис. 33. Схема внутрислойного растворения нестойких минералов в скважине плейстоцен-плиоценовых отложений Мексиканского залива (по: [Milliken, 1988])

тов в порах цемента песчаников, не оставляющая сомнений в их кристаллизации из раствора.

Химический состав образца, содержащего сангарит с примесью хлорита, гидрослюда, альбита и, возможно, кальциевого цеолита — ломонтита (в %): SiO<sub>2</sub> 33,8; TiO<sub>2</sub> 1,56; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 18,38; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15,5; MgO 9,11; CaO 1,32; Na<sub>2</sub>O 0,48; K<sub>2</sub>O 2,05; H<sub>2</sub>O 10,33.

Массовое появление хлоритоподобных минералов и хлоритов в составе цемента песчаников совпадает не только с нарастающими преобразованиями обломочного биотита, но и внутрислойным растворением таких нестойких минералов, как пироксены и амфиболы (рис. 32—35). Появление специфических зубчатых реликтов этих минералов было впервые описано Дж. Петтиджем еще в 1949 г. В Верхоянском разрезе в песчаниках верхнего горизонта "зубчатые" пироксены присутствуют довольно устойчиво. В глинах, чередующихся с песчаниками, пироксены отсутствуют, хотя видовой состав и типоморфные характеристики остальных аксессуарных минералов (гранатов, эпидотов, сфена и др.) остаются идентичными. Амфиболы являются более устойчивыми минералами. Они также обычно несут следы внутрислойного растворения; содержание их достигает 30—60% тяжелой фракции песчаников, но не более 1—5% в глинах (см. рис. 34, 35).

При движении вниз по разрезу из тяжелой фракции песчаников исчезают вначале полностью пироксены, а ниже и амфиболы. Одновременно с этим наблюдается возрастание содержания хлорита в глинистой составляющей пород. Это находит прямое отражение в химическом составе глин, в которых суммарное содержание (FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) и MgO возрастает более чем в 2 раза. По-видимому, повышенное содержание железа и магния в глинах связано как с более быстрым растворением нестойких фемических минералов в частицах тонкой размерности, так и с диффузией железа и магния из песчаных пород в глинистые осадки на ранних стадиях их преобразования при сохранении относительно высокой пористости и проницаемости [Коссовская, 1962]. Явление это имеет глобальный характер и зафиксировано во многих регионах. Особенно подробно этот про-

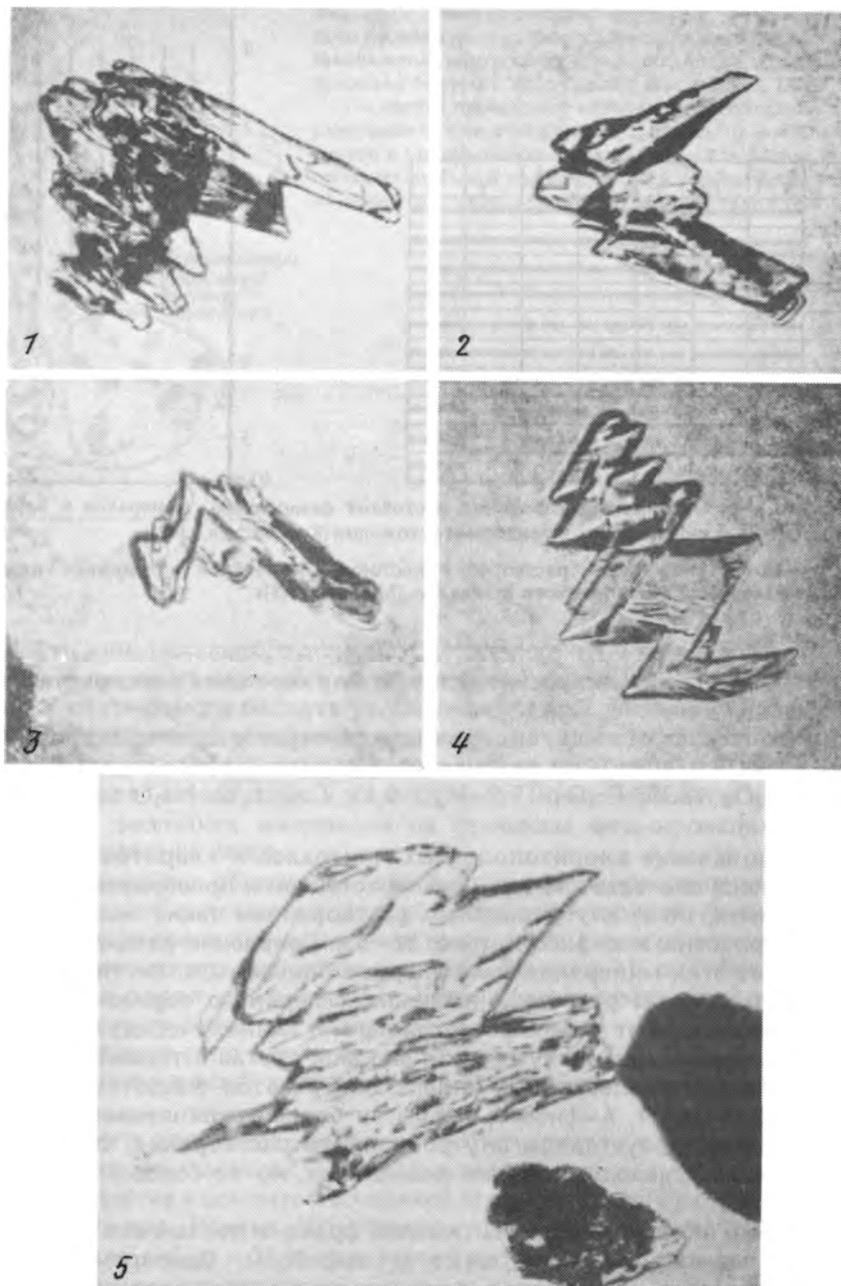


Рис. 34. Внутрислойное растворение зерен пироксенов (1—5) из тяжелой фракции, плиоцен, Западный Азербайджан. Увел. 250 (по: [Коссовская, 1954])

цесс недавно изучила К. Милликен в скважинах плестоцен-плиоценовых отложений шельфа Мексиканского залива (см. рис. 33) [Milliken, 1988].

Эти процессы имеют прямое отношение к проблеме "доноров", поставляющих строительные катионы Fe, Mg, K (равно как Al и Si) для формирования иллит-хлоритовой ассоциации, повсеместно образующейся при преобразовании класто-

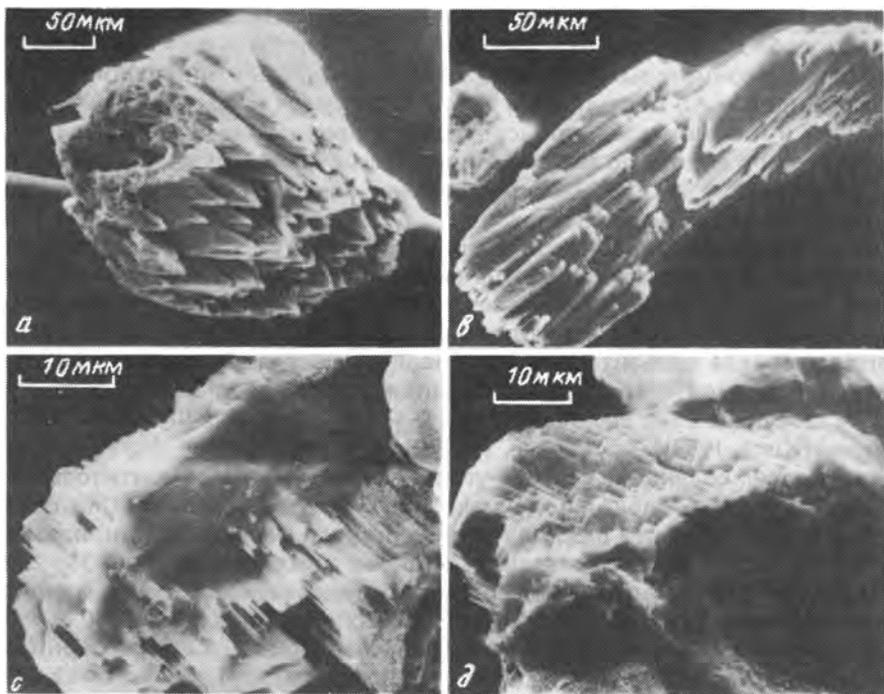


Рис. 35. Внутрислойное растворение минералов тяжелой фракции из разреза скважины в плейстоцен-плиоценовых отложениях Мексиканского залива SEM [Milliken, 1988]

a — пироксен, глубина 807 м; b — амфибол, глубина 2771 м; c — эпидот, глубина 2265 м; d — гранат, глубина 4489 м

генных пород и их превращении в метакластиты и метапелиты на уровне зеленосланцевой фации метаморфизма (см. заключение, рис. 45).

При совместном присутствии в поровых участках хлорита и гидрослюды последняя заполняет центральные части пор. В случае присутствия кварца он приобретает ту же оптическую ориентировку, что и близко расположенное обломочное зерно — так называемый кварц припая.

В отдельных участках, где хлорит образует достаточно крупные пластинки, были замерены оптические константы: минерал оптически отрицательный,  $2V \approx 25^\circ$ , удлинение положительное, показатель преломления пластинок, лежащих на базисе,  $N_m = 1,620 + 1,630$ , двупреломление слабое. Оптические константы минерала позволили отнести его к типичному Fe—Mg-хлориту кластогенных формаций (афросидериту). Согласно данным рентгеновской дифрактометрии структура исследуемого хлорита описывается политипом IIb. Все рефлексы, типичные для хлоритов, сохранились при двухчасовом прокаливании при  $600^\circ\text{C}$ . Сильный базальный рефлекс с  $d_{(001)} = 14,4 + 14,28\text{Å}$  смещается при прокаливании до  $d = 13,8 + 14,1\text{Å}$ . Параметры элементарной ячейки, определенные Б.Б. Звягиным, таковы:  $a = 5,30$ ;  $b = 9,17$ ;  $c = 14,3\text{Å}$ ;  $\beta = 96^\circ$ . Парагенетическим спутником хлоритов является гидрослюдистый минерал. Его оптические константы:  $N_g = 1,562$ ,  $N_p = 1,550$ ,  $N_g - N_p = 0,012$ .

Существенным является то, что оптические константы хлорита остаются почти постоянными на протяжении всего мезозойского и палеозойского разрезов вплоть до появления фации зеленых сланцев [Коссовская, Шутов, 1956]. В отличие от хлоритов слюдистый минерал меняется, что хорошо отражается в его оптических константах, от смектит-иллита до мусковита в зеленосланцевой

зоне (рис. 36). Связано это с тем, что в породах данного разреза запас реакционноспособного Fe и Mg использовался для синтеза хлоритов раньше, чем происходило окончательное преобразование слюдистых минералов в мусковит. Освобождение K и Al, поступавших за счет разрушения как калиевых полевых шпатов, так и плагиоклазов, происходило на протяжении всей истории преобразования пород вплоть до зеленосланцевой фации метаморфизма (рис. 37).

В парагенезе с хлоритовыми минералами, помимо гидрослюд, широко распространены Са-цеолит-ломонтит.

Ломонтитовая фация характерна для нижнемеловой толщи мощностью около 1500—2000 м, протягивающейся в Приверхоянской миогеосинклинали на расстоянии 1500—1700 км. Это позволяет выделить ломонтитовую субфацию позднего эпигенеза в Верхоянье как модельный объект преобразования свежего силикатного материала фельзитового или среднего состава, уверенно коррелирующуюся с цеолитовой фацией Новой Зеландии, Японии и некоторых других регионов. Такое сравнение было сделано А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым [1971, 1976] и Х. Кишем [Kisch, 1983].

Х. Киш провел сравнение состава углей, встреченных в ломонтитовых субфациях Нового Уэльса, Верхоянья и некоторых других регионах. Они оказались близкими: в верхней части разрезов встречены угли марок Д (длиннопламенные), Г (газовые) и в нижней части разреза Ж (жирные) с выходом летучих 33—28% [Freu et al., 1987]. Температуры преобразования по существующей шкале оцениваются для длиннопламенных углей ~ 70°C, для газовых и жирных 100—160°C.

**Зона раннего метагенеза (аншизона—эпизона, хлорит-серицитовая фация).** Нижнеюрские и палеозойские отложения верхоянского комплекса имеют в основном более сиалический состав обломочного материала по сравнению с нижнемеловыми. Палеозойский комплекс представляет в зоне метагенеза типичную субфацию метапелитов. В зоне метагенеза в песчаных породах появляются "шиповидные" структуры цемента песчаных пород. Лучисто-сноповидные агрегаты мусковита и хлорита обрамляют и корродируют обломочные зерна кварца и полевых шпатов, размер из пластинок достигает 0,03—0,05 мм (рис. 38).

Интересно, что Дж. Эн и Д. Пикор [Ahn et al., 1988], применившие методы высоторазрешающей электронной микроскопии к изучению цемента триасовых вулканогенных граувакк Новой Зеландии, обнаружили лучисто-пучковидные пакеты слюды, хлорита и 24Å минерала в породах, находящихся, по-видимому, на уровне глубинного эпигенеза (рис. 39). Таким образом, постоянный парагенез "сноповидных агрегатов" Fe—Mg-хлоритов и диоктаэдрических слюд начинает формироваться на относительно ранних стадиях предметаморфических преобразований. Первоначально — на нанномикроскопическом уровне — он воплощается в появлении сноповидных пакетов слюды и хлорита толщиной всего в первые сотни ангстрем. Петрографическое оформление этого парагенеза, доступное микроскопическому изучению, происходит уже в метагенезе. В цементе песчаников появляются венцеподобные "шиповидные" структуры, в которых размеры чередующихся чешуек слюды и хлорита превышают 0,01—0,02 мм (см. рис. 38).

В глинистых породах возникает сланцеватость и начинают отчетливо проявляться явления сегрегации. В нижней части разреза образуются сегрегационные порфиробластические включения размером до 0,1—0,3 мм, состоящие из чередующихся пакетов хлорита и серицита. Хлорит светло-зеленого цвета, оптически отрицательный,  $2V = 25^\circ$ ,  $N_m = 1,640 \pm 0,020$ . Оптические константы серицита:  $N_g = 1,586 \pm 0,02$ ,  $N_p = 1,560 \pm 0,02$ ,  $N_g - N_p = 0,26—0,30$ . Эти порфиробластовые выделения способны образовываться, по-видимому, двояким способом. Это могут быть либо псевдоморфозы по "бывшим" пластинкам биотита,

Рис. 36. Изменение содержания  $K_2O-H_2O$  и оптических констант диоктаэдрических иллит-сметитов и слюдяных минералов в зонах позднего эпигенеза—метакенеза в породах Верхоянского разреза. Нижний мел, верхний палеозой [Коссовская, Шутов, 1956]

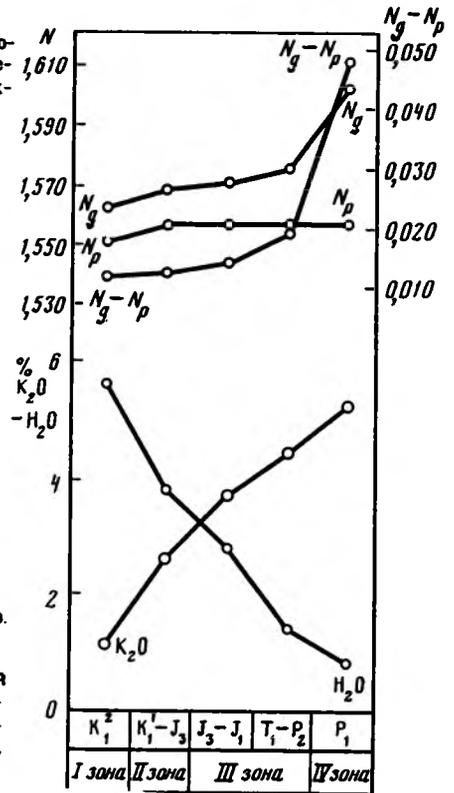


Рис. 36

Рис. 37. Коррозия и замещение серицитом обломочного зерна ортоклаза в песчанниках Верхоянья. Метагенез. Увел. 150; николи скрещены [Kossovskaya, Shutov, 1958]

Рис. 38. "Шиповидный" цемент песчанников, состоящий из чередующихся пластинок мусковита и хлорита, корродирующих зерна полевых шпатов и кварца. Зона метакенеза. Верхоянье. Увел. 90; николи скрещены [Kossovskaya, Shutov, 1958]



Рис. 37



Рис. 38.



Рис. 39. Прорастающие кристаллы иллита и хлорита в цементе ломонитовых туфогенных пород Новой Зеландии [Ahn et al., 1988]

Присутствуют участки 24Å упорядоченного минерала (по геологической ситуации цемент песчаников очень напоминает ломонитовые средние аркозы с хлорит-слюдистым цементом и сангаритом Верхоянья)

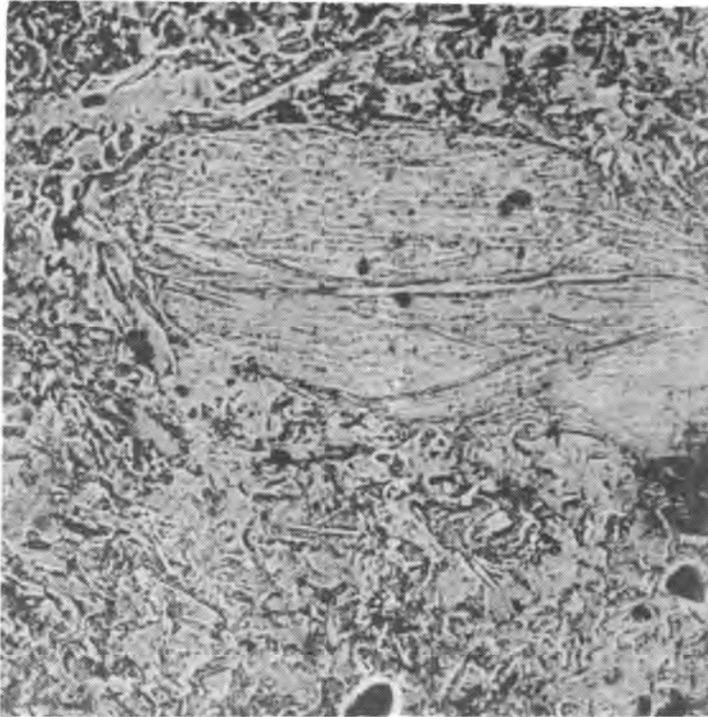


Рис. 40. Сегрегационные обособления хлорита и хлорит-мусковита в глинистых сланцах Верхоянья. Метагенез. Увел. 250 [Kosslwskaya, Shutov, 1958]

либо новообразования, возникшие в ходе "собирающей" сегрегации глинистого вещества (рис. 40).

**Зона позднего метагенеза (эпизона), хлорит-мусковитовая фация.** Данная зона относится к верхней части фации зеленых сланцев и является переходной к собственно региональному метаморфизму. Хлорит сохраняет ту же оптическую характеристику, что в вышележащих породах. Впервые появляется собственно мусковит, его оптические константы:  $N_g = 1,595$ ,  $N_p = 1,556$ ,  $N_g - N_p = 0,048$ ,  $-2V = 45^\circ$ . Размер сегрегационных порфиорообластов хлорита и чередования хлорит-мусковитовых пакетов достигает 1—2 мм.

В нижних горизонтах верхоянского комплекса, в зоне тепловых аномалий, связанных с термальными куполами, зафиксировано появление стильпномелана, биотита и ставролита, т.е. появляется биотитовая фация зеленосланцевого метаморфизма [Япоскурт, 1989].

Таким образом, в породах Верхоянского комплекса оказалось возможным проследить всю гамму минеральных преобразований глинистого вещества пород от диагенеза до кластогенной метаморфической фации метапелитов метаморфизма типа Барроу (см. рис. 1).

Как уже упоминалось, весь мощный мезозойско-палеозойский разрез Верхоянья представлен в основном породами сиалического типа. Свежий кластогенный материал, связанный с разрушением диоритов и их вулканических дериватов, свойствен только нижнемеловой части разреза, где прекрасно выражена ломонтитовая субфация позднего эпигенеза.

В более древних отложениях вулканокластогенный материал, близкий по составу к нижнемеловым породам, появляется только в триасе и отдельных горизонтах палеозоя. В данных интервалах разреза широко распространены новообразованные цоизит, эпидот и альбит, которые в парагенезе с хлоритами хорошо представляют эпидот-хлоритовую субфацию метагенеза, соответствующую верхней части зеленосланцевой фации метаморфизма (средних аркоз и вулканогенных граувакк).

Таким образом, Верхоянский комплекс является наглядной моделью постседиментационных преобразований кластогенных пород, начиная от диагенеза и начального эпигенеза и кончая собственно региональным метаморфизмом с появлением биотит-ставролитовой изограды в метакластитах и метапелитах и эпидот-хлоритовой фации в метафельзитах.

На фоне верхоянской модели удобно рассматривать формирование парагенеза хлоритов со слюдистыми минералами, свойственного кластогенным формациям многих геологических объектов.

### **Хлориты пород каменноугольной формации Донбасса**

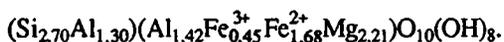
Хлориты распространены в цементе песчаников средне- и верхнекаменноугольного возраста в разных участках Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины [Карпова, 1972, табл. 18, обр. 1—9]. Встречены они главным образом в полимиктовых так называемых табачных песчаниках, а также в породах с примесью вулканогенного материала. Изученные образцы песчаных пород относятся к полевошпат-грауваковым или к грауваккам, в которых отсутствуют обломочные слюды. Тип цемента — пленочное и крутификационное заполнение пор. Породы принадлежат к русловым или дельтовым отложениям, отличающимся обычно хорошей сортировкой и залегающим, как правило, в основании седиментационных циклов. Г.В. Карпова [1972] изучала хлориты в разрезах с нарастающей степенью преобразованности пород, начиная от начального и позднего эпигенеза (верхний—средний карбон Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины) и кончая зеленосланцевыми фациями в рассланцованных песчаниках и филлитах, вскрытых скважинами в Предкавказье.

Хлориты верхних горизонтов разреза относятся к политипу I*b* ( $\beta = 90^\circ$ ). В обр. 1 и некоторых других из верхнекаменноугольных песчаников автор допускает возможность одновременного присутствия 7Å бертьеринов и 14Å шамозитов; для них характерно довольно высокое содержание  $Fe^{3+}$  в октаэдрах. В образцах среднего карбона Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) присутствуют хлориты политипа II*b* ( $\beta = 97^\circ$ ). В скважинах Предкавказья породы интенсивно изменены, песчаники рассланцованы, глинистые породы представлены филлитовыми сланцами с сегрегационными выделениями, хлориты также относятся к политипу II*b* ( $\beta = 97^\circ$ ).

Таким образом, в каменноугольных отложениях Донбасса, ДДВ и Предкавказья в кернах скважин глубиной свыше 5 км можно наблюдать гамму преобразований хлоритов от начального—позднего эпигенеза до метабенеза (аншизона—мезозона) и зеленосланцевой фации. Стадия преобразования пород хорошо фиксируется по маркам углей. Породы с хлоритами политипа I*b* ( $\beta = 90^\circ$ ) приурочены к разрезам с марками углей Г (газовые) и Ж (жирные), что соответствует температурам 100—120°. Образования хлоритов политипа II*b* ( $\beta = 97^\circ$ ) коррелируются с появлением углей марки К и продолжаютя вплоть до появления полуантрацитов и антрацитов.

В верхних горизонтах разрезов хлориты встречаются вначале в парагенезе с иллитами и гидрослюдами политипа 1M, сменяющимися слюдами политипа 2M<sub>1</sub>. В зеленосланцево-преобразованных породах Предкавказья хлориты присутствуют в парагенезе с мусковитом.

Обращают внимание следующие особенности: 1) нарастающее содержание в октаэдрических сетках Mg при увеличении степени преобразованности пород; 2) отсутствие четкой корреляции между  $Al_{IV}$  и  $Al_{VI}$ ; 3) низкое суммарное содержание октаэдрических катионов в расчете на ф.е., меняющееся от 5,20 до 5,46, что связано либо с наличием некоторой "диоктаэдричности" хлоритов, либо дефектным строением межслоевых октаэдрических сеток. Собственно хлориты с суммарным содержанием октаэдрических катионов  $\Sigma_{окт} = 5,65 + 5,76$  появляются только в породах зеленосланцевой фации Предкавказья. Их формулы



#### **Хлориты пестроцветной карбонатно-терригенной пермо-триасовой формации Мангышлака**

В качестве другой модели, иллюстрирующей изменение состава хлоритов при нарастании степени измененности пород, выбран мощный разрез песчано-алевролитово- и глинисто-карбонатных пород, известный под названием каратауского комплекса [Муравьев, Сальнь, 1971]. Общая мощность разреза около 6000 м. Эти отложения, формировавшиеся в аридном климате в обстановках заливно-лагунного морского побережья, реке открытого моря, могут рассматриваться как известный фациальный антипод угленосной формации Донбасса, представляющей типичные отложения гумидного климата.

Состав обломочного материала в обеих формациях сходен. Песчаники относятся к литокластическим грауваккам. В составе обломочного материала преобладают измененные обломки кислых эффузивов; часто встречаются обломки метаморфизованных пород, иногда кремнистых сланцев. Полевые шпаты представлены почти исключительно альбитом, местами видны чешуйки обломочных темноцветных и белых слюд. Общий тип обломочного материала носит отчетливо выраженный сиалический характер. В цементе песчаников в составе глинистых

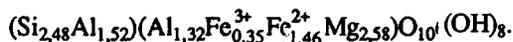
пород рассеяны выделения гематита. Каратауский комплекс иногда довольно значительно дислоцирован, степень изменения пород глубинного эпигенеза до метатенеза или начального метаморфизма.

Очень детальное исследование с замерами оптических констант минералов позволило В.И. Муравьеву проследить процесс кристаллохимической гомогенизации состава хлоритов при эпигенезе и метаморфизме.

Основные из полученных результатов сводятся к следующему. В верхних этажах каратауского разреза, в цементе песчаников и алевролитов присутствуют новообразованные диоктаэдрические слюды  $2M_1$  и хлориты политипа  $Iib$  ( $\beta - 97^\circ$ ). Этот парагенез свойствен как глинистой массе цемента, так и минеральным фазам, замещающим пластинки первично-обломочного биотита. Состав слюды остается во всем разрезе довольно постоянным; оптические константы минерала:  $N_g = 1,588 + 1,596$ ;  $-2V = 42 + 45^\circ$  позволяют отнести его к серициту политипа  $2M_1$  с незначительным дефицитом калия ( $K_2O = 0,7 + 0,8$  в расчете на ф.е.). В тектонизированных брекчиях константы слюдистого минерала:  $N_g = 1,591 + 1,598$ ,  $-2V = 37 + 40^\circ$  соответствуют собственно мусковиту. Оптические характеристики пластинок хлорита колеблются гораздо в более широком диапазоне и зависят от минерала-хозяина, по которому они развиваются. Более низкие показатели преломления свойственны хлоритам, формирующимся по обломкам вулканических стекол (в породах с примесью пирокластики):  $N_m = 1,616$ . В хлоритах, развивающихся по преобразованным биотитам,  $N'_m = 1,640 + 1,68$ . В породах нижней части разреза состав хлоритов унифицируется и листочки его как замещающие биотиты, так и формирующие "синтетические" новообразования цемента имеют одинаковые оптические константы с  $N'_m = 1,61 + 1,63$ .

Каратауский комплекс Мангышлака может служить модельным объектом, в котором четко проявляется специфика хлоритов, формирующихся в породах красноцветных терригенных аридных формаций, изначально богатых окислами железа и карбонатами. Все хлориты этого разреза отличаются повышенной магнезиальностью, нарастающей по мере увеличения степени преобразованности пород (см. табл. 19, обр. 1—9).

Понять этот процесс позволяет подробная оптическая характеристика карбонатов, данная В.И. Муравьевым [1971]. В верхней части комплекса присутствуют доломит и анкерит, исчезающие в нижней части разреза. Именно карбонаты скорее, чем фемические обломочные минералы, роль которых очень невелика в кластогенном костяке описываемых пород, могли обеспечить резерв Mg, участвовавшего в силикатном минералообразовании. Нарастание Mg в хлоритах сопровождается очищением кальцита от катионов Fe и Mg, которое наблюдается в разрезе, но особенно наглядно в "участках-миндалинах" или сегрегационных выделениях, достигающих размеров 1—2 см. В.И. Муравьев отмечает двухфазовый состав таких миндалин: состав кальцита в них близок к теоретическому; хлорит, образующий скопления кристалликов размером до 0,2—0,3 мм, имеет структурную формулу



"Избыток" железа локализуется, образуя сегрегационные выделения в виде каемки гематита.

Таким образом, на примере двух типов кластогенных формаций с близким первичным составом обломочного материала, но формировавшихся в разных климатических обстановках — гумидной (угленосная формация Донбасса) и аридной (каратауский комплекс Мангышлака), мы видим, что в кристаллохимических особенностях хлоритов отражается как первичный состав обломочного материала, так и специфика разных фациальных обстановок осадконакопления, нашедшая воплощение в составе аутигенных карбонатов.

## Хлориты граувакково-сланцевой средискембрийской формации Марокко

Этот объект интересен тем, что он позволил изучить глинистые минералы, начиная от пород, мало затронутых постседиментационными преобразованиями в западной части региона, до сильно деформированных отложений в восточных разрезах [Pique, Wuytbreit, 1987].

Все породы имели близкий петрографический и петрохимический состав и относились к глинистым грауваккам. Существенная роль в составе крупных фракций принадлежит измененным в разной степени биотитам и в меньшей степени белым слюдам, кварцу и полевым шпатам.

Исследования образцов разных размерных фракций из разрезов различной степени измененности позволили проследить кристаллохимическую эволюцию слоистых силикатов, особенно ясно проявляющуюся в гомогенизации состава хлоритов, увеличении степени их окристаллизованности и размере чешуек. Эти изменения четко коррелируются с нарастанием дислоцированности и сланцеватости пород. Изучались фракции < 6 мкм, составляющие основную цементующую массу граувакк, и пластинки размером > 50 мкм, часто встречающиеся как псевдоморфозы хлоритов и слюд по первичным обломочным биотитам (и/или) как сегрегационные порфиروبластовые выделения на поверхности филлитовых сланцев. Для каждой из групп приводится несколько десятков микронзондовых химических анализов частиц в пределах выделенной размерной "популяции". Были выбраны наиболее типичные анализы хлоритов для каждой из групп, которые приводятся ниже.

**Зона начального эпигенеза.** В мало измененных породах этой зоны присутствуют поликомпонентные ассоциации глинистых минералов, свойственные зоне неизмененного глинистого цемента. В составе ее находятся и смешанослойные минералы с нерегулярным переслаиванием 14 и 10 Å слоев, которые составляют довольно значительную часть глинистой фракции граувакк. В целом разнообразие состава частиц в популяции фракции < 6 мкм из зоны начального эпигенеза очень велико. Истинных хлоритов среди них нет. Химические составы частиц в данной популяции позволяют считать, что они являются "представителями" продуктов изменений триоктаэдрических слюд. Для всех образцов характерны резкие колебания концентрации различных окислов, обычно низкое содержание SiO<sub>2</sub> (43—29,7%), высокое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (40—27%), Fe (все железо дано как FeO; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> не определялось) и колебания в содержании K<sub>2</sub>O от 5,5 до десятых долей процента.

Следует отметить, что гетерогенность частиц < 6 мкм в зоне неизмененного глинистого вещества совпадает с пестротой состава поликомпонентных глин Верхоянского разреза (см. табл. 28). Близость состава некоторых чешуек к монтмориллониту или даже каолиниту находит воплощение в появлении глин, близких к мономинеральным-монтмориллонитовым и каолинитовым в определенных фациальных обстановках зоны начального эпигенеза платформенного разреза Приверхоянского прогиба (см. рис. 29, табл. 28).

**Зона позднего эпигенеза.** При нарастании эпигенетических преобразований разнообразие состава популяций частиц существенно уменьшается, они делаются более гомогенными как в тонкой фракции, так и в крупных пластинках (см. кристаллохимические формулы и рис. 41, 42). Образцы содержат 14 Å минерал, у которого при нагревании значение *d* малоуголового базального рефлекса уменьшается от 14 до 12 Å, что, по-видимому, связано с неупорядоченным чередованием в этом минерале слоев хлорита и вермикулита. По химическому составу и поведению при нагревании 14 Å минералы напоминают сангарит. Некоторые образцы хлоритов идентичны хлоритам политипа *Ib* ( $\beta = 90^\circ$ ), описанным Г.В. Карповой в наименее измененных породах угленосной формации Донбасса.

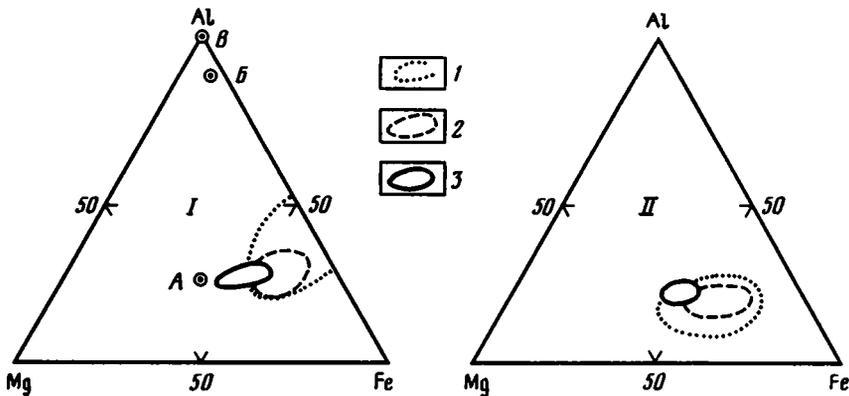


Рис. 41. Поля состава хлоритовых минералов с  $d_{(001)} = 14\text{Å}$  [Pique, Wyrbreht, 1987] (I — фракция < 6 мкм; II — фракция > 6 мкм)

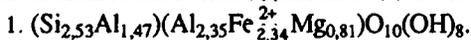
I—3 зоны: I — начального эпигенеза (диагенеза), 2 — позднего эпигенеза (аншизона), 3 — метагенеза (эпизона); А — хлорит, Б — фенгит, В — мусковит (средний состав)

Для них типично неполное заполнение октаэдрических позиций ( $\Sigma_{\text{окт}} \leq 5,5$ ), связанное либо с некоторой "диоктаэдричностью" отдельных слоев благодаря присутствию катионов  $\text{Fe}^{3+}$ , либо с наличием структурных дефектов.

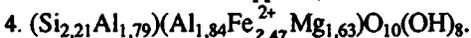
**Зона метагенеза—начального метаморфизма.** Собственно хлориты появляются со стадии метагенеза или начального метаморфизма. Это крупные сегрегационные выделения, располагающиеся параллельно плоскостям напластования. Размер таких сегрегационных образований достигает 1 см и более, они часто тесно чередуются с такими же удлинёнными пластинками белых слюд. Хлориты окрашены в зеленоватые тона, плеохроируют иногда с появлением голубых тонов. Химический состав популяций частиц > 50 мкм остается близким во всех образцах. По сравнению с минералами из "бочкообразных" обособлений в сегрегационных чешуйках незначительно увеличивается содержание  $\text{Al}_{IV}$  и Mg; общее количество катионов в октаэдрических сетках близко к 6 на ф.е.

Ниже даны кристаллохимические формулы "хлоритоподобных" минералов и хлоритов в различных зонах преобразования пород от начального эпигенеза до зеленосланцевого метаморфизма (зона диагенеза, аншизона и эпизона) [Pique, Wyrbreht, 1987].

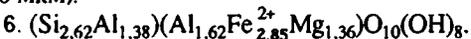
Начальный эпигенез ("диагенез") (табл. 1, а фракция < 6 мкм).



Аншизона (табл. 1, в, фракция < 6 мкм).



Глубинный эпигенез—метагенез ("аншизона") (табл. VI, обр. 110, фракция > 50 мкм).



Метагенез ("аншизона—эпизона") (табл. V, обр. Д-14, фракция > 50 мкм).

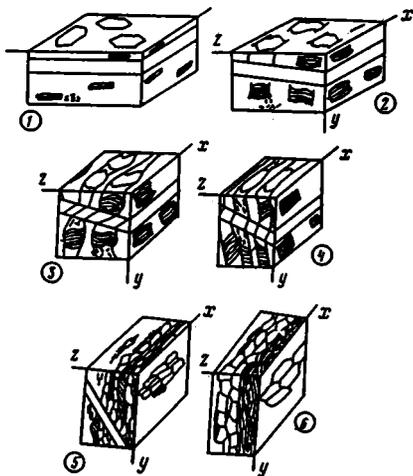
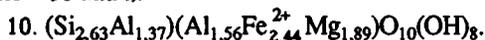


Рис. 42. Схематичная блок-диаграмма, показывающая текстурную эволюцию обломочных пластинок слюд и глинистого матрикса на разных стадиях преобразования пород [Pique, Wyrbrecht, 1987]

Цифры в кружках: 1, 2 — ранние этапы раскристаллизации пластинок биотита (начальный эпигенез); 3, 4 — нарастание раскристаллизации глинистого вещества (поздний эпигенез "аншизона"), появление сланцеватости; 5, 6 — полная раскристаллизация глинистого вещества и обломочных слюд — устойчивая ассоциация диоктаэдрической слюды и хлорита, филлитовые сланцы (метагенез—"эпизона").



Зеленосланцевая фация (глубинный метагенез) (табл. VI, обр. 12, фракция > 50 мкм).



В заключение можно сделать следующие основные выводы.

1. Установлено разнообразие первичного состава частиц глинистых минералов в породах, не подвергавшихся преобразованиям. Состав материала определяется обликом первичного терригенного вещества. При нарастающих изменениях укрупняется размер частиц, исчезают фракции < 2 мкм и 6 и наблюдается постепенная гомогенизация как токозернистого материала, так и крупных пластинок измененных биотитов. Процесс гомогенизации как тонкозернистого материала, так и крупных частиц хорошо виден на треугольных диаграммах с полюсами Fe—Mg—Al (рис. 41, треугольники I и II).

2. На стадии глубинного эпигенеза—метагенеза происходит раскристаллизация вещества как матрикса граувакковых пород, так и крупных пластинок первичного биотита с обособлением двух основных слоистых силикатов метapelитов: диоктаэдрических слюд и хлоритов. Происходит постепенный процесс укрупнения кристаллических индивидуумов, в тонкозернистой массе матрикса появляются крупные сегрегационные выделения размером 200—500 мкм. В породе трудно отличить первичные обломочные пластинки в перекристаллизованной основной массе. Этот процесс четко увязывается с увеличивающейся сланцеватостью пород, определяющейся, в свою очередь, нарастанием тектонической дислоцированности пород рассматриваемой формации. Наглядная иллюстрация данного процесса дана на рисунке (рис. 42).

В следующей модели, иллюстрирующей историю формирования хлоритов, рассмотрим протерозойскую кластогенную формацию Швеции [Aldahan, Morad, 1986]. Мы уже упоминали об этой работе в главе, посвященной слюдам.

Детальность формирования парагенеза диоктаэдрической слюды и хлорита на разных стадиях преобразования пород здесь изучена, пожалуй, с наибольшей полнотой. Авторы исследовали главным образом песчаные породы, в меньшей мере — аргиллиты в двух терригенных комплексах: верхнепротерозойской формации Визингзо на юге Швеции и формации Дала в центральной Швеции. Первая формация радиометрическими исследованиями датируется одними авторами между 985—1060 млн лет, другими за верхнюю границу принимается возраст в 706—763 млн лет. Возраст формации Визингзо датируется от 985—1060 до 763—706 тыс. лет, что соответствует верхнему протерозою. В формации выделяются три комплекса: нижний, залегающий на гранитном фундаменте, представлен хорошо отсортированными главным образом песчаными породами мощностью около 145 м. Средний представлен базальными конгломератами аллювиального происхождения, выше — чередующимися аркозовыми и полевошпатовыми песчаниками и амфиболитами мощностью около 315 м. Венчает разрез толща тиллитов мощностью свыше 515 м. Состав песчаников формации Визингзо разнообразен, в нем отчетливо выделяются два типа песчаных пород: один от аркоз до мономинерально кварцевых, второй — полевошпат-граувакковый.

Формация Дала залегает в пологой синклинали, несогласно перекрывая среднекислые и основные метавулканы. Возраст пород радиометрическим анализом определяется в 1200 млн лет, что соответствует среднему протерозою. Терригенный комплекс формации Дала часто рассекается долеритовыми дайками. В центральной части формации присутствуют базальтовые лавы, разделяющие терригенный комплекс на две части. Основной состав песчаников меняется от мезомиктовых полевошпатовых граувакк иногда с обломками основных эффузивов до мономинерально кварцевых. Породы формации Визингзо изменены от слабо до средне преобразованных. Формации Дала — от средне- до сильно преобразованных. Авторы дают подробную петрографическую и петрохимическую характеристику песчаников, позволяющую не только объяснить количественные различия в составе слоистых силикатов (в красноцветных породах доминируют иллиты, в зеленоцветных — хлориты), но и понять разнообразие состава хлоритов. Иллиты в формации Дала отличаются высокой степенью кристалличности; в формации Визингзо в цементе присутствует поликомпонентная ассоциация каолинита, хлорита, смешанослойных иллит-сметитовых минералов и иллита.

Детальное микроскопическое изучение шлифов песчаников и применение сканирующей электронной микроскопии показало прекрасную окристаллизованность каолинитов, иллитов, хлоритов, равно как аутигенных кварца и полевых шпатов, не вызывающую сомнений в аутигенном происхождении этих минералов, заполняющих поровое пространство песчаников или образующихся по обломочным зернам.

Рентгеноструктурный анализ показывает, что хлориты формации Визингзо окристаллизованы хуже, чем формации Дала. Более интенсивный по сравнению с 001 рефлекс 002 с  $d = 7 \text{ \AA}$  на дифрактограммах образцов из цемента песчаников Дала свидетельствует о большей железистости последних, что подтверждается и данными химического анализа:  $K_{\text{Fe}} = 0,42 + 0,66$  в хлоритах первой формации и  $K_{\text{Fe}} = 0,73 + 0,76$  — в хлоритах второй (см. табл. 18, II, обр. 10—18, табл. 19, обр. 10—26). Низкое значение  $K_{\text{Fe}} = 0,52$  в обр. 18, табл. 18 связано с большей степенью преобразования пород в локальных гидротермально измененных

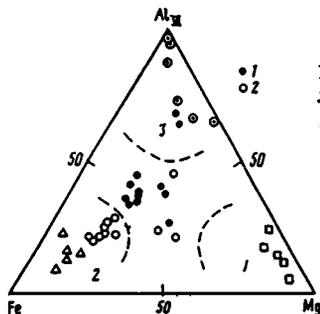


Рис. 43.  $Al_{IV}$ —Fe—Mg-диаграмма для хлоритов разных регионов  
 Поле 1 — Mg-хлориты; поле 2 — Fe-хлориты (по М. Фостер [Foster, 1962]); поле 3 — диоктаэдрические хлориты по Ч. Унверу и И. Полларду (1972 г.). В центре треугольника (по: [Aldahan, Morad, 1986b]):  
 1, 2 — песчаники формаций: 1 — Визингзо, 2 — Дала

участках в разрезах формации Дала. Это подчеркивается и составом диоктаэдрических слюд, представленных в этих участках мусковитом и серицитом.

Кристаллохимические характеристики хлоритов цемента песчаников разнообразны. Для большинства хлоритов формации Визингзо характерно низкое суммарное содержание октаэдрических катионов ( $\Sigma_{\text{окт}} < 5,5$ ), объясняющее присутствие ди-триоктаэдрических (см. табл. 18, обр. 11, 13) и дефектных хлоритов (см. табл. 18, обр. 10, 14). Содержание  $Al_{IV}$  почти в 2 раза ниже, чем  $Al_{VI}$ . Разнообразие состава хлоритов, вероятно, связано с разницей состава вмещающих пород, среди которых четко выделяются аркозы, лититовые граувакки и мономинерально кварцевые песчаники (рис. 43).

Хлориты цемента песчаников Дала (см. табл. 18, обр. 15—18) являются типичными представителями Fe—Mg-хлоритов и относятся к их высокожелезистым разновидностям. Сумма октаэдрических катионов в расчете на ф.е. равна 5,61—5,79. Доминирующим среди них является  $Fe^{2+} = 2,83 + 1,98$ . Содержание  $Al_{IV}$  выше, чем в хлоритах Визингзо (1,25—1,30). Типично низкое содержание Mg = 0,99 + 1,08, оно достигает 2,07 только в хлорите из гидротермально измененных пород.

Интересные данные дает сравнение состава хлоритов, образующихся в цементирующей массе песчаников и метасоматически замещающих обломочные биотиты и полевые шпаты (см. табл. 19). Они довольно близки в пределах каждой из формаций. Все хлориты формации Визингзо, образующиеся по биотитам (см. табл. 19, обр. 17, 18), так же как хлориты цемента песчаников, отличаются низкой суммой октаэдрических катионов  $\Sigma_{\text{окт}} < 5,5$ , высоким содержанием  $Al_{IV}$ , близкими значениями  $K_{Fe} = 0,65 + 0,51$ . Парагенетическими спутниками этих хлоритов являются смешанослойные иллит-смектитовые минералы, реже иллит и каолинит.

В песчаниках Дала хлориты, метасоматически замещающие биотит (см. табл. 19, обр. 19—21, также близки к хлоритам цемента (обр. 13—16). Однако по сравнению с последними в них более низкое замещение Si на  $Al_{IV}$  и более разнообразный набор катионов в октаэдрах; они характеризуются высокой железистостью, свойственной и хлоритам цемента песчаников. Тенденция близости состава хлоритов, независимая от морфологического положения, сохраняется даже для хлоритов, образующихся по полевым шпатам. Хлорит, замещающий полевые шпаты песчаников Визингзо, относится к ди-триоктаэдрическим и триоктаэдрическим разновидностям (см. табл. 19, обр. 22, 25, 26), состав их часто практически идентичен хлоритам, занимающим поры песчаников (см. обр. 10, 12 и др). Хлориты, развитые по полевым шпатам песчаников Дала, отличаются высокой железистостью ( $K_{Fe} = 0,7 + 0,8$ ) и также очень близки к хлоритам цемента песчаников и к некоторым хлоритам, замещающим биотит (см. табл. 19, обр. 21, 23).

Особенности состава и структуры хлоритов в породах протерозойских комп-

лексов Швеции довольно близко соответствуют хлоритам других кластогенных формаций разных регионов, описанных выше. Детальный петрографический фон изученных песчаных пород объясняет некоторые закономерности химического состава хлоритов в терригенных породах. Важнейшим фактором является общий петрохимический состав пород. Близость состава хлоритов, формирующихся в разных морфологических позициях, связана, очевидно, с достаточно высокой проницаемостью песчаников на относительно ранних стадиях преобразований (эпигенез), обеспечивающей циркуляцию интерстиционных растворов. Песчаники формации Дала отличаются более высокой долей обломочных фемических компонентов, что и определило более высокую железистость присутствующих в них хлоритов, формирующихся как в поровых пространствах, так и по метасоматически измененным биотитам и даже полевым шпатам (см. рис. 43). Различия, наблюдающиеся иногда в хлоритах, образующихся по одному и тому же минералу, в частности по биотиту, могут быть связаны с разными причинами, которые каждый раз должны выявляться петрографическим контролем. Это могут быть более высокие температуры, связанные с локальными участками гидротермально переработанных пород, или непосредственная близость минералов-соседей с высоким "донорным" потенциалом Mg или Fe (Fe—Mg-карбонаты, пироксены и др.).

Хлориты формации Дала (зона позднего эпигенеза—метагенеза) по составу близки к Fe—Mg-хлоритам других кластогенных комплексов разного возраста и различных регионов. Любопытно, что возраст пород не влияет на степень кристаллохимической "завершенности" состава и структуры хлорита. В верхнепротерозойских породах с радиометрическим возрастом 985—1060 млн лет хлориты отличаются несовершенной структурой. Видимо, основным фактором, определяющим степень совершенства структуры хлоритов, являются прежде всего *P—T*-условия их формирования.

#### Fe—Mg-хлориты из мезозойско-кайнозойских отложений в разрезах скважин потенциально нефтегазоносных комплексов

Применение современных физических методов высокоразрешающей и аналитической электронной микроскопии открыло новую страницу в изучении хлоритов из осадочных кластогенных пород. Одной из первых таких работ было исследование С. Куртис с соавторами [Curtis et al., 1985], которые провели изучение цемента песчаников в третичных и меловых породах из разрезов ряда разведочных скважин. Образцы были предоставлены этим авторам нефтяными компаниями. Благодаря им авторы получили обширный уникальный материал, однозначно свидетельствующий об аутигенном происхождении хлоритов. К сожалению, авторы не дают литолого-петрографической характеристики пород изучаемых разрезов, а отмечают только глубину взятия проб и приводят петрографические наименования песчаных пород, относящихся в большинстве своем к тонкозернистым лититовым грауваккам или аркозам.

Структурные формулы хлоритов приведены в табл. 20 (обр. 1—13).

По кристаллохимическим характеристикам все хлориты цемента песчаников верхнемеловых и палеогеновых пород из разрезов, изученных в интервале глубин от 1000 до 5600 м, четко располагаются в поле Fe—Mg-хлоритов кластогенных формаций (см. рис. 28).

Коэффициент железистости  $K_{Fe}$  — 0,47—0,75, в среднем 0,60, только в единичных образцах он увеличивается до 0,78—0,83 (см. табл. 20, обр. 1, 3, 10, 11). Суммарное содержание Al меняется от 2,17 до 3,11, составляя в среднем 2,50 в расчете на ф.е.

Образцы хлоритов верхнемеловых песчаников формации Фалер (около 30 анализов) образуют плотный кластер на треугольной диаграмме Fe—Mg—Al,

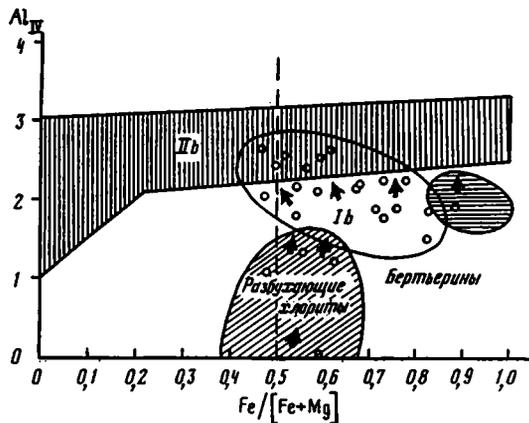


Рис. 44. Схема возможного образования хлоритов различных структурных модификаций (по: [Curtis et al., 1985])

Для Fe—Mg- и Fe-хлоритов допускается возможность существования различной последовательности: разбухающие хлориты → политипная модификация Ib → Ib.бертьерины → высокожелезистые хлориты Ib

совпадающий с обычным полем состава хлоритов осадочных кластогенных формаций. В образцах палеогенового разреза Аляски хлориты в основном сосредоточиваются в том же поле, но присутствует "хвост" в сторону угла "Fe", отражающий, вероятно, либо наличие более высокожелезистых хлоритов, либо примеси рассеянных выделений окислов железа, отмеченных, кстати, в некоторых хлоритах Аляски при их микронзондовом изучении.

Рентгеноструктурный анализ показал, что хлориты разрезов Тускалозы (см. табл. 20, обр. 1—3) на глубине 2400—5600 м, формации Фалер (обр. 4) на глубине 1896—1978 м, Северного моря (обр. 5, 6) на глубине 3561—3577, формации Белл-Ривер (обр. 10—13) на глубине от 1000—1240 м хорошо окристаллизованы. На их дифрактограммах базальный рефлекс с  $d_{(001)} = 14,11 + 14,15\text{Å}$  не изменяет своего положения при насыщении этиленгликолем и лишь слегка смещается в область больших углов  $\theta$  при нагревании до 550°C. Рефлекс 002 наиболее интенсивен, отношение интенсивности рефлексов 001 : 002 : 003 примерно равно 1 : 6 : 3. Электронографическое изучение хлоритов формации Фалер показало, что они относятся к политипной модификации Ib ( $\beta = 90^\circ$ ;  $a = 5,39$ ,  $b = 9,34$ ,  $c = 14,4\text{Å}$ ).

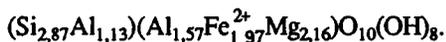
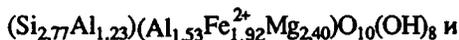
Среди палеогеновых песчаников Аляски (см. табл. 20, обр. 7—9) и некоторых образцов формации Белл-Ривер встречаются дефектные или разбухающие хлориты. На дифрактограммах образцов, насыщенных этиленгликолем, рефлекс 001 слегка расширяется и приобретает асимметричную форму в интервале значений  $d$  от 14 до 14,4Å; на дифракционных картинах некоторых образцов появляются два отражения с  $d_{(001)} = 14,1 + 14,2\text{Å}$  и  $\sim 16\text{Å}$ ; при нагревании образцов они сливаются в один широкий рефлекс с  $d_{(001)} = 14,1 + 14,2\text{Å}$ . С. Куртис с соавторами относит эти минералы к модификациям, промежуточным между собственно хлоритами и хлорит-сметитовыми или хлорит-вермикулитовыми смешанослойными образованиями. Не исключается также возможность островкового строения бруситового межслоевого промежутка (рис. 44).

Несовершенство структуры дефектных хлоритов находит отражение в их химическом составе и кристаллохимических формулах. Сумма октаэдрических катионов в структурных формулах значительно ниже, чем в собственно хлоритах и составляет 5,19—5,24 (см. табл. 20, обр. 7, 9). Для всех остальных хлоритов цемента меловых песчаников сумма октаэдрических катионов равна 5,48—5,76 в расчете на ф.е.

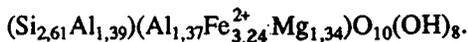
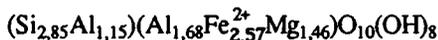
Интересно, что в разрезе формации Тускалоза, где типовые образцы взяты на двух интервалах глубин до 2400 м (см. табл. 20, обр. 1) и свыше 5600 м (обр. 2), хлориты верхней зоны, которая может быть отнесена к начальному эпигенезу, характеризуются высокой железистостью ( $K_{Fe} = 0,78$ ), суммой октаэдрических катионов 5,34—5,40 в расчете на ф.е., а хлориты нижней зоны, которая может быть отнесена к позднему эпигенезу, отличаются меньшей железистостью  $K_{Fe} = 0,71 - 0,54$  и суммой октаэдрических катионов  $\Sigma_{окт} > 5,50$  [Curtis et al., 1985].

Здесь наблюдается та же особенность, которая свойственна всем хлоритам описанных выше кластогенных формаций (см. табл. 18—21). Приближение суммы октаэдрических катионов к 6 в расчете на ф.е. является важной константой, отражающей степень преобразованности пород более надежно, чем степень замещения Si на Al в тетраэдрах или нарастание содержания Mg в октаэдрах хлоритов, которое зависит от первичного состава пород.

Диапазон колебаний  $K_{Fe}$  в филлитовых сланцах разных регионов наглядно подтверждает этот вывод. Высокое содержание Mg в хлоритах силурийских "блестящих" сланцев Пьемонтских Альп, описанных Д. Сегонзаком [Segonzac, 1969], объясняется их чередованием с доломитовыми мергелями. Типовые структурные формулы этих хлоритов



Коэффициент железистости  $K_{Fe} = 0,44 + 0,48$ . Для хлоритов в филлитах герцинид Сардинии, изученных Д. Францешелли с соавторами [Franceschelli et al., 1986], характерна значительно большая железистость при равных соотношениях Si и Al<sub>IV</sub> в тетраэдрах, их типовые структурные формулы



Коэффициент железистости  $K_{Fe} = 0,64 + 0,71$ .

### Образования хлоритов в глинистых породах разреза Галф Коуст

Применение аналитической и высокоразрешающей электронной микроскопии позволило получить новые данные об образовании хлоритов в классическом разрезе миоцен-олигоценых глинистых отложений Галф Коуст [Ahn, Peacor, 1985].

Известно, что Дж. Хауер с соавторами [Hower et al., 1976] установили последовательное изменение состава глинистых минералов при процессах постседиментационных преобразований в мощном 5-километровом разрезе довольно однородных глинистых осадков. На основании данных химического и рентгеноструктурного анализа было показано, что происходит изменение состава смешанослойных иллит-сметитовых образований с последовательным нарастанием количества слюдистых слоев от 20% в верхах разреза до 80% на глубинах в интервале 2000—3700 м. Первое появление хлорита было зафиксировано на глубине 2500 м, количество его увеличивалось до 3700 м, а глубже оставалось постоянным.

До применения современных методов аналитической электронной микроскопии высокая дисперсность хлоритов не позволяла получить достаточно точные данные об их составе и структуре. Дж. Эн и Д. Пикор изучили образцы, взятые на глубинах 1750, 2450 и 5500 м. Полученные данные позволили изучить хлориты

и сопутствующие им слоистые силикаты на уровне распределения отдельных пакетов различных фаз и подтвердили заключения, сделанные Дж. Хауером с соавторами [Hower et al., 1976].

В образце с глубины 1750 м хлорита не оказалось, а в образцах с глубины 2450 м было обнаружено небольшое количество хлорита, образующего пачки толщиной в 100–150Å, чередующиеся с пачками смешанослойных иллит-сметитов. Хлорит был диагностирован по четким полосам, отстоящим друг от друга на расстояниях в 14Å, равных толщине отдельных хлоритовых пакетов. Полосчатый контраст, соответствующий хлориту, резко выделялся на фоне волнистых и прерывающихся линий, соответствующих слоям иллит-сметитовой фазы. По мнению авторов, в данном случае удалось наблюдать начальную фазу кристаллизации хлорита. На этой же глубине в образцах обнаружено чередование 14 и 7Å полос, распределенных "пучкообразно" как среди 14Å хлоритовой фазы, так и 10Å пакетов иллита; 7Å пакеты присутствуют в минералах образцов на протяжении всего разреза от 2450 до 5500 м, причем пачки хлорита делаются более толстыми при движении вниз по разрезу (см. табл. 21).

В нижней части разреза содержание хлорита максимально, что соответствует и результатам, полученным Дж. Хауером с соавторами. Аналитическая электронная микроскопия (АЭМ) позволила установить триоктаэдрический состав 7Å фазы, что дает основание отнести минерал к железисто-алюминиевым бертьеринам. Смешанослойные фазы из 14 и 7Å слоев идентифицировались редко, что, очевидно, связано с трудностью расшифровки дифрактограмм таких образований. Непосредственные наблюдения при помощи высокоразрешающей и аналитической электронной микроскопии позволили прямым образом диагностировать существование таких смешанослойных хлорит-бертьериновых фаз. Авторы считают возможным отнести их к начальным фазам образования хлоритов.

Методом АЭМ определялся химический состав участков чистого хлорита и участков, в которых чередовались 14 и 7Å слоив. Как можно видеть из табл. 21 (обр. 1—9), составы хлоритов и смешанослойных 7/14Å бертьерин-хлоритов очень близки, хотя последние отличаются более высоким содержанием железа: величина  $K_{Fe}$  равна 0,7 для хлоритов и 0,8 для смешанослойных 7/14Å фаз (см. табл. 21).

На основе полученных данных авторы обсуждают возможный механизм начального образования хлорита в глинистых осадках в разрезах Галф Коуст и рассматривают точки зрения различных авторов, объясняющих возникновение хлоритов при постседиментационных преобразованиях пород.

По мнению Л. Муфлера и Д. Уайта [Muffler, White, 1969], образование хлорита осуществляется за счет каолинита и смектитов, исчезающих из разрезов на тех же уровнях, на которых появляется хлорит. Дж. Эн и Д. Пикор обнаружили начальное появление пакетов хлоритов в разрезе Галф Коуст в тесном контакте со смешанослойными иллит-сметитами. Исходя из этого был сделан вывод о как бы "зарождении" хлоритов внутри объема смешанослойных смектит-иллитовых образований. Другими словами, эти авторы допускают возможность образования хлорита за счет высвобождения Si, Fe и Mg из смектитов, параллельно трансформирующихся через смешанослойные фазы в иллит. "Очищение" смектитов от катионов Fe и Mg наблюдалось этими авторами также с применением методов электронной микроскопии в более ранних работах [Ahn et al., 1983]. Так как хлориты характеризуются высокой железистостью, авторы предполагают более интенсивное поступление Fe по сравнению с Mg из смектитов в резерв минералообразования. Средняя формула хлоритов с глубины 5500 м  $(Si_{2,8}Al_{1,2})(Al_{1,5}Fe_{3,1}Mg_{1,1})O_{10}OH_8$ .

Процесс кристаллизации представляется авторам более реальным, чем твер-

дофазовая трансформация диоктаэдрических смектитов или каолинита в хлорит. В свете полученных данных Дж. Эн и Д. Пикор считают маловероятной схему образования хлоритов, предложенную Д. Сегозаком [Segonzac, 1969], которая допускает преобразование диоктаэдрических смектитов в смешанослойные триоктаэдрические минералы типа корренсита и даже в хлорит.

Одновременно присутствие 7Å бертьериновых и 14Å хлоритовых слоев, наблюдаемое в образцах разреза Галф Коуст, делает особенно трудно допустимым локальное преобразование диоктаэдрических 2:1 слоев в 7 и 14Å триоктаэдрические фазы. В то же время можно предположить сохраняющуюся "память" минерала об его изначальной структуре. В этом случае допустима возможность, что 7Å бертьерины образовывались по первичному каолиниту с последующим образованием 14Å шамозитовых пакетов. Температуры в скважине Галф Коуст на глубинах 2450 и 5500 м соответственно равнялись 70 и 165°C. Как видно, это тот же интервал температур, при котором образовывались корренситоподобные минералы и хлориты в Верхоянском комплексе. Там температуры были основаны на марках сопутствующих углей.

### К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ Fe—Mg-ХЛОРИТОВ В КЛАСТОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ

Здесь мы вплотную сталкиваемся с вопросом о составе первичных кластогенных компонентов, которые могли быть донорами, обеспечивающими появление не только хлоритов, но и тесно связанного с ними ряда иллит-смектиты—иллиты—мусковиты — типовой ассоциации глинистых минералов, образующихся постседиментационным преобразованием кластогенных пород сиалического типа. Вопрос об источниках поступления К и Al, необходимых для иллитизации смектитов и их последовательного превращения через ряд смешанослойных иллит-смектитовых минералов в диоктаэдрические слюды, проработан достаточно подробно [Дриц, Коссовская, 1990].

По схеме, предложенной Дж. Хауером с соавторами, процесс идет следующим образом:

Смектит + калиевый полевой шпат + слюда = иллит + хлорит. Источником Al и K являются разрушающиеся калиевые полевые шпаты, а Si, Mg и Fe заимствуются из смектитов, преобразующихся в иллит, и идут на образование хлорита.

Выразительные материалы получила К. Милликен [Milliken, 1988], изучавшая нефтегазоносные плиоцен-плейстоценовые отложения Мексиканского залива (штат Луизиана) на глубинах от 450 до 5000 м. Разрез представлен нелитифицированными песками и глинами. Первые признаки литификации начинаются только с глубины 4500 м. Состав песчаных пород очень близок к современным осадкам дельты р. Миссисипи. Микрозондовое изучение ассоциации полевых шпатов во фракции > 62 мкм показало резкое уменьшение их содержания начиная с глубины 3300 м и почти полное исчезновение на глубине ~5000 м. Существенным является более быстрое исчезновение калиевых полевых шпатов в тонких фракциях. Видимо, с этим может быть связано обычное более высокое содержание K<sub>2</sub>O во фракциях < 0,001 мм в глинистых породах, чем в песчаных.

В поставке Al и K для формирования смешанослойных иллит-смектитовых минералов и иллита могут участвовать не только калиевые полевые шпаты, но и кислые плагиоклазы, содержащие, как было уже давно установлено Д. Андреатта, до 1—3% K<sub>2</sub>O. Крупный некогерентный катион К очень легко выносятся из решетки плагиоклазов на ранних стадиях их катагенетического изменения [Коссовская, Шутов, 1956, 1971; Копелиович, 1965].

В песчаных породах разрушение и внутрислойное растворение калиевых полевых шпатов может проходить начиная от диагенеза вплоть до стадий позднего

эпигенеза и даже метагенеза. Наглядной иллюстрацией "съедания" калиевого полевого шпата и замещения его серицитом может служить рис. 38.

Карстообразное растворение калиевого полевого шпата наблюдалось К. Милликен [Milliken, 1988] в плиоценовых песчаниках на глубинах около 4500 м. Вероятно, длительность процесса формирования слюдистых минералов от смешанослойных иллит-сметитов до иллитов и мусковитов может быть непосредственно связана с количеством полевых шпатов и других поставщиков К (например биотитов) в породах. В свежих аркозах кислого и среднего состава, образовавшихся за счет разрушения гранитов и гранодиоритов, этот процесс может оказываться растянутым вплоть до метагенеза [Копелиович, 1965; Коссовская, Шутов, 1956, 1971; и др.].

Сложнее обстоит дело с установлением источников поступления Fe и Mg, необходимых для формирования хлоритов. Этим вопросом занимались гораздо меньше, чем установлением источников К, что, вероятно, связано с тем, что процесс изучения генезиса смешанослойных иллит-сметитовых образований был гораздо более длительным, чем исследования осадочных хлоритов.

Интерес к последним появился в последние годы, особенно в связи с изучением резервуаров нефтегазоносных комплексов в пределах древних и современных шельфов. Это делает целесообразным остановиться здесь подробнее на возможных потенциальных источниках Fe и Mg, необходимых для формирования хлоритов не только в разрезе Галф Коуст, но и в других формациях.

Одним из наиболее изученных "доноров" для хлоритов являются биотиты. Дж. Хауер с соавторами [Hower et al., 1976] упоминает об участии слюд в приводимой ими схеме процессов постседиментационных преобразований. Однако указаний на то, что это были первично триоктаэдрические слюды, нет. Предположение Дж. Эна и Д. Пикора о реализации Fe и Mg из смешанослойных иллит-сметитовых образований не кажется убедительным, так как, во-первых, не ясно, почему при этом процессе выносятся в основном Fe, а не Mg, а, во-вторых, количество хлорита в парагенезе гидрослюда—хлорит должно быть в таких случаях очень незначительно.

Кроме того, хорошо известно, что "освобождение" смектитов от катионов Fe и Mg не осуществляется только при появлении смешанослойных иллит-сметитовых минералов. Хорошо известно из литературы, что и сами иллиты содержат заметные количества Fe и Mg в октаэдрических сетках. Очистка от этих катионов идет на протяжении всей геокристаллохимической истории "созревания": слюдистых минералов от диагенеза — начального эпигенеза до зеленосланцевого метаморфизма [Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1990].

Таким образом, если даже формирование хлоритов и может идти за счет высвобождения катионов Fe и Mg из структуры смектитов, то такой процесс никак нельзя считать универсальным для объяснения происхождения хлоритов во всех осадочных терригенных формациях.

Наиболее вероятным источником, участвующим в образовании таких высокожелезистых хлоритов, как в Галф Коуст, особенно смешанослойных хлорит-бертьеринов с  $K_{Fe} = 0,8$ , могли быть первично рассеянные в породах тонкодисперсные гидроокислы железа. При погружении осадков и переходе их в восстановительную среду окисное железо переходило в закисное и легко могло принять участие в синтезе железистых силикатов.

Обсуждая происхождение хлоритов в цементе песчаников, К. Куртис с соавторами [Curtis et al., 1985] предлагает возможность их образования в условиях повышающихся температур при процессах погружений как за счет смешанослойных разбухающих смектит-хлоритовых минералов, так и за счет 7Å фаз типа бертьерина (см. рис. 44). Последний тип перехода свойствен высокожелезистым хлоритам с  $K_{Fe} > 0,75$ . Как это следует из работы К. Куртис с соавторами [Curtis et

al., 1985], песчаники в верхних частях разрезов на глубине < 2400 м часто характеризуются высокой железистостью хлоритов:  $K_{Fe} = 0,83 + 0,78$  (см. табл. 20, обр. 1, 10, 11). Низкая сумма октаэдрических катионов  $\Sigma_{окт} \leq 5,50$  свидетельствует об их дитриоктаэдрической структуре и(или) дефектности бруситового слоя. На глубинах свыше 5600 м разреза Тускалузы и Северного моря коэффициент железистости хлоритов снижается ( $K_{Fe} = 0,54 + 0,71$ ), а сумма октаэдрических катионов  $\Sigma_{окт} \geq 5,5$ ; минералы относятся к собственно хлоритам политипной модификации Ib ( $\beta = 90^\circ\text{C}$ ) (см. табл. 20, обр. 2, 5, 6).

Как уже упоминалось, Дж. Эн и Д. Пикор [Ahn, Peacor, 1985] в глинистых породах Галф Коуст также зафиксировали присутствие  $7\text{\AA}$  бертьеринов и смешанослойных  $7/14\text{\AA}$  минералов. Коэффициент железистости для них  $K_{Fe} = 0,7 + 0,8$ . По-видимому, для высокожелезистых хлоритов может быть типичным присутствие относительно низкотемпературных бертьеринов и переходных смешанослойных  $7/14\text{\AA}$  минералов. При переходе к шамозитам, возможно, "сбрасывается" часть железа, которая в зависимости от физико-химических условий может фиксироваться в сульфидях, карбонатах или окислах железа. Присутствие кристалликов гематита в парагенезисе с аутигенным кварцем зафиксировали К. Куртис с соавторами [Curtis et al., 1985] в парагенезисе с высокожелезистыми хлоритами формации Белл-Ривер.

Очень интересные данные о переходе  $7\text{\AA}$  бертьеринов в  $14\text{\AA}$  шамозиты получили А. Иджима и Р. Матсумото [Iijima, Matsumoto, 1982], изучавшие разрезы угленосных формаций палеогенового и верхнетриасового возраста Японии. В пачках переслаивания глинисто-алевритовых пород с углями доминирует каолинит. Бертьерины были обнаружены в конкрециях, линзах и прослойках сидерита, а также в основной глинистой массе пород. Породы обычно содержат многочисленные органические остатки. Формирование их происходило в континентальных пресноводных обстановках типичного гумидного климата.

Выделены четыре морфологических типа бертьеринов: 1) связанных замещением вермикулитоподобных сростков каолинита (К-тип); 2) с замещением ромбоэдрических кристаллов и сферолитовых агрегатов сидерита, иногда вместе с криптокристаллическим кварцем (С-тип); 3) тонкоагрегатной основной массой — матриксом, состоящим из каолинита, кварца, бертьерина и сидерита (М-тип); 4) с выполнением трещинок агрегатами удлиненных кристаллов или псевдогексагональными табличками бертьерина размером  $0,5\text{--}2$  мкм вместе с микрокристаллическим кварцем (Т-тип). Подчеркивается обычная приуроченность бертьеринов к конкрециям, линзам и прослойкам сидерита. Было установлено, что образование бертьерина происходит при взаимодействии каолинита и сидерита в условиях восстановительной среды при погружениях на глубину  $2\text{--}5$  км при температуре  $65\text{--}130^\circ\text{C}$ . Преобразования идут постепенно.

Для всех морфологических типов бертьеринов при их трансформации в шамозит характерно понижение  $K_{Fe}$  от  $0,92\text{--}0,95$  до  $0,83$ . Эти значения  $K_{Fe}$  соответствуют наиболее железистым хлоритам из серии образцов, изучавшихся С. Куртис с соавторами [Curtis et al., 1985], и смешанослойным  $7/14\text{\AA}$  минералам, описанным Дж. Эном и Д. Пикором [Ahn, Peacor, 1985].

В верхнетриасовом месторождении Итсату характер разреза полностью соответствует другим изученным месторождениям, однако вместо каолинитовых Глин появляются пиррофиллитовые сланцы. В тех же морфологических позициях, в которых были описаны бертьерины, присутствуют  $14\text{\AA}$  Fe—Al-шамозит. Появление пиррофиллитовых сланцев и образование шамозита из бертьеринов связано с интрузией гранитов на глубине около 3 км, определившей присутствие геотермального поля с высоким геотермическим градиентом  $47^\circ\text{C}/\text{км}$  (см. табл. 27, обр. 8—10).

Данные, полученные А. Иджимой и Р. Матсумото [Iijima, Matsumoto, 1982], под-

тверждают, что в восстановительной среде образование высокожелезистых хлоритов может идти за счет первичных минералов со структурой 1 : 1 по условной схеме: каолинит +  $Fe^{2+}$  → бертьерин. Восстановление железа может быть связано как с наземными, так и с морскими обстановками. Факторы, обеспечивающие восстановление железа, также могут быть разнообразны. На континентах это прежде всего водоемы, богатые растительными остатками. В морских обстановках это могут быть богатые органическим веществом илы, колонии бактерий, поступление в бассейн седиментации нефтяных вод или углеводородных флюидов. Во всех случаях организующая роль в образовании бертьеринов в глинистых породах принадлежит катиону двухвалентного железа.

Возникает вопрос, возможна ли такая же роль 1 : 1 магнезиальных силикатов — серпентинов в условиях диагенеза—начального эпигенеза в породах кластогенных формаций аридного климата, где органические остатки отсутствуют, а железо может находиться либо в виде гидроокислов, либо входить вместе с Mg и Ca в состав карбонатов.

Интересным примером влияния обломочного материала на состав глинистого вещества в условиях аридного климата может служить разрез плиоценовой продуктивной толщи западных районов Азербайджана, у поселка Баба-Занан Прикуринской депрессии, изученный А.Г. Коссовской в 1954 г. Разрез состоит из чередования песков и серых, зеленоватых и красно-сургучных глин и мергелей. Породы нередко загипсованы. Пески и песчаники имеют полимиктовый состав и относятся к продуктам первого цикла отложений вулканогенных пород, не подвергавшихся выветриванию в условиях аридного климата. Основными обломочными компонентами являются обломки эффузивов, много плагиоклазов различного состава от альбитов до лабрадора, характерно также высокое содержание пироксенов-диопсида и амфиболов, достигающее 7—9% от всей породы. Обилие пироксенов позволило наблюдать непосредственно в шлифах результат их внутрислойного растворения и формирование специфических зубчатых форм при замещении прежнего объема зерен карбонатами или цеолитами. Тяжелая фракция песчаников уникальна по своему составу: она буквально переполнена пилообразными или рагулькообразными фрагментами, оставшимися от прежних призматических зерен диопсидов (см. рис. 34).

В тяжелой фракции, выделенной из глин, пироксены отсутствуют. Тонкая измельченность материала способствовала его более быстрому разложению, т.е. в песчаных породах фиксируются пироксены, еще не успевшие раствориться. Практически эти процессы могут быть отнесены скорее даже к диагенезу, а не к начальному эпигенезу, хотя граница между этими стадиями достаточно условна. Глины, чередующиеся с "пироксеновыми" песками и песчаниками, обогащены магнием: содержание MgO в фракции < 0,001 мм достигает 4,76%,  $Fe_2O_3$  — 8,85% (табл. 29). В них по сравнению с образцами из восточных районов Апшеронского полуострова содержание MgO возрастает почти в 3 раза (см. табл. 29).

Рентгеновский анализ показал присутствие наряду с монтмориллонитом игольчатого магнезиального минерала с рефлексами 7,27—7,11; 3,66Å, которые позволили предположить, что минерал относится к группе серпентинов.

Можно предположить, что эти породы в зоне позднего эпигенеза будут характеризоваться появлением Fe—Mg-хлоритовых минералов, сходных по своему составу с хлоритами каратауского комплекса, отличающихся по сравнению с хлоритами гумидных обстановок более высоким содержанием MgO. Вероятно, содержание хлоритовых минералов в этих "прогнозируемых" породах будет довольно высоким. Это связано как с обилием нестойких фемических минералов в вулканогенных граувакках Прикуринской депрессии, так и с тем, что в них "фонд поставки" Mg и Fe для синтеза хлоритов еще далеко не исчерпан (см. рис. 34).

По-видимому, бабазананский разрез можно рассматривать как "эмбриональную"

Таблица 29

Средний состав фракции < 0,001 мм в глинах продуктивной толщи (плиоцен) Азербайджана (по А.К. Коссовской, 1954 г.)

Окисел	I	II	III	Окисел	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	49,98	51,65	50,38	MgO	1,67	4,53	3,27
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,67	0,58	K <sub>2</sub> O	2,37	1,71	1,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,0	18,27	19,6	Na <sub>2</sub> O	0,76	0,78	0,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	6,93	7,64	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	6,20	6,05	5,17
FeO	1,20	0,92	1,06	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,97	7,66	8,75
CaO	0,58	0,40	0,27	Сумма	99,47	99,57	99,36

I. Восточные районы (Апшеронский полуостров; среднее из семи анализов). II. Юго-западный район (Прикуринская депрессия, район Баба-Занан; среднее из четырех анализов). III. Западные районы (Айран-Текли, Джорат; среднее из девяти анализов).

модель последующего синтеза хлоритовых минералов в условиях аридного климата.

Несомненно установленным такое происхождение может считаться только для высокожелезистых шамозитов (см. табл. 27, обр. 8—10). Очень убедительные результаты, которые получили А. Иджима и Р. Матсумото [Iijima, Matsumoto, 1982], подтвердились выводом Б. Вельде и др. [Velde et al., 1972], описавшими шамозиты в терригенно-карбонатных породах среднего мела Алжира. 14Å хлоритовые минералы присутствуют в виде глобулей или пеллет, рассеянных в породах или заполняющих пустоты в органических остатках (в фораминиферах и других организмах). Эти авторы делают заключение, что первичным минералом были бертьерины, которые в современных осадках занимают те же морфогенетические позиции, что и шамозиты в изученных меловых отложениях.

Микронзондовые анализы показали, что состав всех пеллет шамозита очень близок (см. табл. 27, обр. 11—14).

Механизм структурной перестройки бертьеринов в шамозиты может осуществляться за счет "присоединения" тетраэдрических сеток одних 1:1 слоев к октаэдрическим сеткам смежных слоев. "Освободившиеся" октаэдрические сетки при этом будут играть роль межслоевого материала в новообразованных хлоритах. Смешанослойные бертьерин-шамозитовые образования, по-видимому, можно рассматривать как косвенное свидетельство реальности описанной выше трансформации.

Фундаментальные обобщения по составу слоистых силикатов в месторождениях оолитовых железных руд начиная от протерозоя и кончая мезозойскими комплексами были сделаны Дж. Мейнардом [Maupard, 1986]. Автором приводятся данные по составу глинистого вещества в железистых рудах ряда месторождений протерозоя, ордовика, силура и юры, изученных при помощи микронзондового анализа и других физических методов. В парагенезисе с глинистыми минералами постоянны окислы железа — гематит и гетит и карбонаты, главным образом сидерит. Установлено, что основным минералом в юрских месторождениях является бертьерин, в палеозойских (ордовик—силур) — шамозит или, возможно, смеси шамозита и бертьерина. Шамозит встречается чаще всего в парагенезисе с гематитом, бертьерин — с гетитом и сидеритом. Автор считает, что образование шамозита происходит при постседиментационных преобразованиях (поздний эпигенез) при температурах около 130—160°C. Подчеркивается, что во всех оолитовых юрских рудах Европы присутствуют в основном бертьерины. Заключение Дж. Мейнарда [Maupard, 1986] в глобальном масштабе подтверждает закономерность перехода бертьерина в шамозит, установленную А. Иджима и Р. Матсумото [Iijima, Matsumoto, 1982].

Заслуживает специального обсуждения очень важный вопрос о глобальном возрастном уровне распространения бертьеринов и шамозитов в палеозойских и мезозойских оолитовых рудах. Напомним, что в палеозойских породах (ордовик—силур) такой же глобальный уровень имеет распространение К-бентонитов по горизонтам пирокластики, замещающих монтмориллониты, свойственные мезозойско-кайнозойским бентонитам [Дриц, Коссовская, 1990].

Эти данные подтверждают высказанное выше предположение о возможно более высоком геотермическом градиенте в земной коре, в рифее и нижнем палеозое по сравнению с мезозоем.

### ЖЕЛЕЗИСТО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ХЛОРИТЫ ОСНОВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Эта группа хлоритов привлекла к себе особое внимание в последние годы в связи с изучением океанов и выяснением одного из фундаментальных вопросов современной геологии — нахождением специфики или сходства между составом ассоциаций новообразованных минералов современной океанической коры и ее возможных древних аналогов — офиолитовых комплексов складчатых систем.

Хлориты основных магматических пород были подробно изучены на многочисленных объектах многими исследователями. Однако материал этот не был достаточно геологически систематизирован и обобщен.

В последние годы появилось много работ, посвященных изучению продуктов изменения базальтового субстрата в различных геологических обстановках современного океанического дна. Широкий и разнообразный материал был получен и при изучении наземных офиолитовых комплексов в различных регионах мира.

Изучение слоистых силикатов базальтового слоя современных океанов по материалам глубоководного бурения показало, что собственно хлориты в них встречаются очень редко. Преобладают абсолютно триоктаэдрические смектиты группы сапонита, часто сопровождаемые в верхнем этаже базальтоидов железистыми слюдами-селадонитами. Этот материал был недавно обобщен В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской [1988, 1990]. Среди сапонитов были выделены: собственно сапониты ( $K_{Fe} < 0,25$ ), Mg-Fe-сапониты ( $0,25 < K_{Fe} < 0,50$ ) и высокозарядные сапониты, в которых замещение Si на Al  $\geq 0,5$ . Была отмечена важная закономерность: высокозарядные сапониты оказались тяготеющими к обстановкам повышенных температур; они локализовались либо в пределах плутонических тел (даек, силлов, мощных долеритовых потоков), либо в нижней части базальтового субстрата, вскрытого скв. 501, 504, 504В. Температура в скв. 504, замеренная на забое, равнялась 120°C.

К обстановкам повышенных значений температур оказались приуроченными и некоторые другие Fe-Mg-слоистые силикаты, в частности корренситы, связь которых с повышенными температурами локального гидротермального потока впервые четко зафиксировал В.Д. Шутов [1982] в скв. 456, 456А DSDP.

В породах базальтового субстрата океанов эти "протохлориты" занимают те же морфологические позиции, что и хлориты в древних основных магматических породах: заполняют везикулы, пустоты, трещины, замещают оливины, основную массу пород [Кепежинская, 1965; и др.]. В океанических базальтах в отличие от наземных офиолитовых массивов пироксены остаются свежими.

Полученные материалы последних лет изучения парагенезов слоистых силикатов в породах офиолитовых комплексов многих регионов мира позволяют считать, что ряд Fe-Mg-филлосиликатов сапониты — смешанослойные сапонит-хлориты — хлориты может оказаться для основных магматических пород таким же важным индикатором термодинамических условий формирования и преобразования, каким оказался ряд Al-смектиты — смешанослойные иллит-смектиты — Al-слюды для сиалических кластогенных формаций.

Такая попытка сравнения в разрезах магматических пород распространения сапонитов, упорядоченных и неупорядоченных смешанослойных сапонит-хлоритовых минералов, корренситов и собственно хлоритов была сделана Л. Беттисоном и П. Шифманом [Battison, Schiffman, 1988]. Эти авторы рассмотрели Fe-Mg-филлосиликаты базальтоидов офиолитовых массивов Пойнт-Силл и Дель-Пуерто в Калифорнии [Evarts, Schiffman, 1983; Battison, Schiffman, 1988], Исландии [Kristmannsdoffir, 1982] и скв. 504В [Alt et al., 1985] и др.

Установление эволюционного термобарического ряда распределения Fe-Mg-слоистых силикатов в верхнем этапе офиолитов осложняется разной устойчивостью реакционноспособных компонентов потенциальных доноров: оливинов, пироксенов основной массы пород, а также составом гидротермальных флюидов, сменой *P-T*-условий, в которых могут образовываться Fe-Mg-филлосиликаты.

Это в полной мере относится к базальтам современного океанического дна. В мощных покровах и силлах скважин DSDP ассоциации филлосиликатов изучены пока мало. В породах возможно одновременное присутствие как филлосиликатов с подвижными межслоями сапонитов или смешанослойных хлорит-сапонитов, так и собственно хлоритов. Например, К. Мелвил [Melvil, 1980] в мощном силле скв. 418 DSDP описала типичный Mg-Fe-хлорит, замещающий основную массу породы; его формула  $(\text{Si}_{3,67}\text{Al}_{0,33})(\text{Al}_{0,81}\text{Fe}_{1,28}^{2+}\text{Mg}_{3,61})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ . По мнению этого автора, хлорит образовывался в дейтерическую стадию при медленном остывании потока. Оливины в той же породе замещены Mg-сапонитом с формулой  $(\text{Si}_{3,64}\text{Al}_{0,27}\text{Fe}_{0,09}^{3+})(\text{Fe}_{0,52}^{2+}\text{Mg}_{2,48})\text{Mg}_{0,11}\text{Ca}_{0,09}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . Их образование связывается с воздействием морской воды в более позднюю гальмиролитическую стадию.

Схема установления последовательности преобразования основных магматических пород должна обязательно предусматривать особенности Fe-Mg-силикатов, образующихся при метасоматических изменениях разных минеральных компонентов и(или) заполнении пустых пространств—везикул, трещин, где кристаллизация минералов происходила путем синтеза из растворов или флюидов. Пока такой единой схемы преобразований основных магматических пород не существует. Различные варианты подобной схемы для пород океанического субстрата предлагали многие авторы [Bass, 1976; Коссовская, Шутов, 1976; Коссовская и др., 1982; Шутов, 1982; Симанович и др., 1988; Курносов, 1984, 1986; и др.]. Наиболее рациональной нам представляется схема В.Д. Шутова [1982]. В.Б. Курносов [1984] впервые вполне справедливо выделил смектитовую фацию преобразования океанических базальтов.

Мы предлагаем эту фацию называть сапонитовой, так как именно сапонит является индекс-минералом начальных преобразований базальтов. В пределах этой фации можно выделить сапонит-филлипситовую и сапонит-калишпат-селадонитовую субфацию, типичную для океанических базальтов, и сапонит-гейландит-сколецитовую или сапонит-Са-цеолитовую, свойственную наземным преобразованным базальтоидам (Исландия, Камчатка). Более высокотемпературной является корренситовая или сапонит-хлоритовая субфация. Сопутствующими минералами в этой фации являются также цеолиты—анальцим в океанических базальтах, ломонтит — в наземных измененных породах. Следующая, хлоритовая, фация, сопровождаемая в верхней части пренитом—пумпеллином эпидотом и альбитом, пока не может быть дифференцирована для обстановок океанического и наземного преобразования базитов.

Разумеется, эта схема потребует дальнейшей детализации и разработки. Однако Fe-Mg-слоистые силикаты могут оказаться тем стержнем, который объединит

**Типовые кристаллохимические формулы Fe—Mg-хлоритов  
и (рассчитанные на каркас  $O_{10}(OH)_8$ ) из базальтовых лав и дайковых комплексов  
офиолитов Пойнт-Силл, Калифорния [Battison, Schiffman, 1988]**

1.  $(Si_{3,0}Al_{1,0})(Al_{1,04}Fe_{2,10}^{2+} Mg_{2,75})$  (основная масса в парагенезе с пренитом и пумпеллитом. Лавы I B).
2.  $(Si_{2,98}Al_{1,02})(Al_{1,17}Fe_{2,20}^{2+} Mg_{2,51})$  (в везикулах в парагенезе с пумпеллитом. Лавы I B).
3.  $(Si_{3,03}Al_{0,97})(Al_{1,08}Fe_{0,50}^{2+} Mg_{2,29})$  (в трещине в парагенезе с гранат-андрадитом. Лавы IB).
4.  $(Si_{3,04}Al_{0,96})(Al_{1,08}Fe_{2,76}^{2+} Mg_{2,04})$  (лавы IB в везикулах в парагенезе с пумпеллитом).
5.  $(Si_{3,01}Al_{0,99})(Al_{1,08}Fe_{2,54}^{2+} Mg_{2,23})$  (основная масса в парагенезе с альбитом, присутствует хлорит-салонит неупорядоченный).
6.  $(Si_{2,91}Al_{1,03})(Al_{1,22}Fe_{1,99}^{2+} Mg_{2,65})$  (основная масса в парагенезе с альбитом).
7.  $(Si_{2,78}Al_{1,22})(Al_{1,18}Fe_{2,46}^{2+} Mg_{2,34})$  (основная масса в парагенезе с эпидотом).
8.  $(Si_{2,98}Al_{1,02})(Al_{1,08}Fe_{2,06}^{2+} Mg_{2,74})$  (везикула; в парагенезе с эпидотом и гранатом).
9.  $(Si_{2,73}Al_{1,27})(Al_{1,18}Fe_{2,18}^{2+} Mg_{2,63})$  (основная масса вблизи дайкового комплекса; в парагенезе с эпидотом и актинолитом).
10.  $(Si_{2,85}Al_{1,15})(Al_{1,05}Fe_{1,35}^{2+} Mg_{3,58})$  (дайковый комплекс и силлы, основная масса; в парагенезе с эпидотом и альбитом).

разнообразие ассоциаций минералов, формирующееся при низкотемпературном метаморфизме магматических пород при переходе от цеолитовой к зеленосланцевой фации метаморфизма (см. рис. 2, 3).

### ХЛОРИТЫ И ХЛОРИТОПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ ОФИОЛИТОВ ПОЙНТ-СИЛЛА

Офиолитовый массив Пойнт-Силл — один из представительных объектов юрских офиолитов Калифорнийского пояса [Battison, Schiffman, 1988]. В 3-километровом комплексе выделяются следующие типы магматических пород: пиллоу-лавы, дайковая серия, плутонические породы и гарцбургиты, залегающие в основании массива. Существуют две точки зрения на генезис этих офиолитов: одни авторы рассматривают их как образования срединно-океанического рифта, другие (в более поздних работах) относят их к островодужным системам [Evarts, Schiffman, 1983; и др.].

Детальное изучение слоистых силикатов с применением микронзондового и рентгеноструктурного анализов показало, что существует четкая корреляция парагенезов слоистых Fe-Mg-силикатов с "петростратиграфией" магматических пород. В верхнем комплексе IA доминируют дефектные хлориты (см. табл. 22, обр. II). В парагенезе с хлоритовыми минералами присутствуют ломонтит и анальцит; точная идентификация цеолитов не приводится. В некоторых образцах встречаются кварц, карбонаты, в единичных случаях в прожилках присутствуют пумпеллит и эпидот.

В лавах IV присутствуют хлориты, занимающие те же морфологические позиции, что дефектные хлориты в верхнем потоке. Оптические характеристики хлоритов близки к вышеописанным, но иногда наблюдаются аномальные цвета интерференции. В парагенезе с хлоритами присутствуют пумпелинит, чаще всего замещающий основную массу, пренит, эпидот, альбит и кварц.

При сравнении хлоритоподобных минералов в лавах IA с собственно хлоритами лав IV при движении вниз по разрезу наблюдаются заметные изменения в кристаллохимических характеристиках минералов (табл. 30). Общая тенденция выражается в уменьшении содержания кремния и нарастании алюминия. В верхних лавах в корренситах количество Si колеблется от 3,40 до 3,25, равняясь в среднем 3,28. В хлоритах нижних лав количество катионов Si значительно ниже: 3,0—2,72, в среднем — 2,94. Количество  $Al_{VI}$  меняется от 0,72 до 1,15 в минералах верхних лав, в нижних — от 1,04 до 1,18. Суммарное содержание  $Al_2$  соответственно составляет в среднем от 1,63 до 2,18. Эта константа выразительно отличает геокристаллохимические поля Fe—Mg-хлоритов основных магматических пород и хлоритов кластогенных комплексов (см. рис. 28). Коэффициент железистости остается близким —  $K_{Fe} = 0,34 \div 0,57$ , в среднем равняясь 0,46.

Л. Баттисон и П. Шиффман сравнивают зональность распределения сапонитов, смешанослойных сапонит-хлоритов и хлоритов в калифорнийских офиолитах и других регионах.

Температуры, при которых присутствуют смешанослойные хлорит-сапонитовые минералы в фельзитовых (средних) и основных магматических породах, где эти минералы сопровождаются цеолитами (ломонтитом, анальцитом и др.), как показали замеры в геотермальных полях Исландии, Новой Зеландии и Камчатки, оказались равными 125—200°C. При более высоких температурах появляются хлориты, сопровождаемые пренитом, пумпеллитом, эпидотом и альбитом.

Однако проблема возможного использования хлоритов как индикаторов уровня преобразования магматических пород еще далека от решения. Это связано прежде всего с тем, что хлориты и хлорит-сметиты, занимающие разные морфологические позиции в магматических породах (замещение фемических минералов, основной массы, заполнение пустот), могут отличаться по своему составу, термодинамическим условиям и времени образования.

Тем не менее для базальтоидов, находящихся на уровне первого цикла гидротермальных преобразований (к которым может быть отнесена современная океаническая кора и верхний этаж "молодых офиолитов"), разработка геотемпературной шкалы на основе кристаллохимических характеристик Fe—Mg-филлосиликатов может быть, по-видимому, осуществлена.

Установленная в ряде базальтоидов последовательность распределения глинистых минералов: сапониты → высокозарядные сапониты → смешанослойные неупорядоченные и упорядоченные сапонит-хлориты → дефектные хлориты и собственно хлориты позволяет рассчитывать на возможность разработки такой шкалы [Дриц, Коссовская, 1990; и др.].

Новый, очень эффективный материал был получен в разрезе базальтов, вскрытых скв. 504В в рейсе 83. В скважине были вскрыты три зоны, резко отличающиеся по петрографическим типам базальтов и ассоциациям присутствующих в них новообразованных минералов (см. рис. 5).

В верхнем интервале основными породами являются пиллоу-лавы с маломощными потоками базальтов. Ассоциация новообразованных минералов обычна для океанических базальтов, вскрытых скважинами DSDP. Это смектиты (сапониты), селадониты, К-филлипситы, гидроокислы железа и др.; интервалы пиллоу-лав — от 274 до 890 м. Ниже в интервале 890—1050 м следует переходный дайково-силловый комплекс. Нижний комплекс, представленный массивными диабазами, охватывает интервал 1050—1350 м. Необычными являются ассоциации ново-

образованных минералов, среди которых хлориты (см. табл. 23), ломонтит, пренит, эпидот, актинолит. Полностью идентичная ассоциация минералов описана в офиолитах Пойнт-Силла и многих других разрезах верхних горизонтов офиолитовых комплексов (Исландия, Торродос и др.).

Предлагаются различные геотектонические концепции, объясняющие резкие отличия в преобразованиях верхних пиллоу-лав и нижних диабазах скв. 504В [Alt et al., 1985; Bettison, Schiffman, 1988; и др.]. Не рассматривая детали, здесь отметим только, что мы имеем здесь дело с загадкой, расшифровка которой может объяснить многое в истории развития современных океанов. Ведь ни в одном разрезе наземных офиолитов не было описано явление калиевого метасоматоза и калиевого аутигенного минералообразования, свойственного осадочному слою и пиллоу-лавам (слой IIА) океанов. Это явление получило название "континентализации океанической коры". Остается нерешенным вопрос, типичен ли этот процесс только для самых верхних этажей океанического дна — слоев I и IIА, или также для верхних этажей офиолитов в других геологических обстановках. Не исключено, что широкое присутствие ассоциаций калийсодержащих минералов в верхних горизонтах офиолитовых комплексов может служить критерием определения, в каких геологических условиях (океанических или наземных) происходило изменение базальтоидов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая книга является прямым продолжением первой книги авторов: "Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования", в ней рассмотрены как бы дальнейшая судьба этих ди- и триоктаэдрических слоистых силикатов с подвижными структурами, когда они оказываются в геологических обстановках с более жестким физико-химическим и термодинамическим режимом. К нему в первую очередь относятся температура, давление, степень открытости системы, природа фильтрующих растворов, минералого-петрохимический состав пород и содержание в них нестойких компонентов, которые могут служить донорами для формирования слюд и хлоритов.

Хотя эволюционный путь начального образования диоктаэдрических слюд и хлоритов не является единственным механизмом их образования, ему несомненно принадлежит важнейшая роль при процессах преобразования кластогенных пород на разных уровнях предметоморфизма. Это не исключает, конечно, и других способов образования слюд и хлоритов путем прямого синтеза из растворов, гелей или трансформации по матрице других слоистых силикатов.

В частности, процесс деградационных преобразований обломочного биотита, описанный в настоящей книге, является одним из путей образования ассоциаций глинистых минералов во многих кластогенных формациях мира, образующихся за счет разрушения гранитоидных комплексов. Модели таких ассоциаций слюдистых и хлоритовых минералов описаны в мезозойско-палеозойских отложениях Верхоянья, карбоне Донбасса, протерозое Швеции, кембрии Марокко и др.

Как это можно судить по ряду примеров, существует и аградационный процесс образования хлоритов и слюд по матрице 1:1 слоистых силикатов. Переход 7Å бертьерина в 14Å шамозит, установленный рядом исследователей, недавно был доказан с помощью высокоразрешающей и аналитической электронной микроскопии выявлением смешанослойных образований бертьерин-шамозит. Метасоматические преобразования каолинита в серицит распространены в ряде рудных гидротермальных месторождений и осуществляются при процессах регионального метагенеза. Однако кристаллохимические особенности этих переходов пока полностью не выяснены. В частности, сохраняется проблема источников поступления калия при эволюционном преобразовании ряда смешанослойных иллит—смектиты—иллиты—серициты—мусковит, свойственного всем сиалическим формациям. Одним из таких наиболее распространенных и надежно установленных доноров К являются калиевые шпаты, испытывающие интенсивное внутрислойное растворение, и плагиоклазы вулканических пород, теряющие при альбитизации некогерентные катионы калия. Оказалось, что калиевые полевые шпаты раньше всего исчезают из тонких фракций, тогда как в крупнозернистых песчаниках их корродированные реликты сохраняются вплоть до метагенеза.

Столь же необходимым является установление источников поступления железа и магния для образования хлоритов. Ими могут служить как аутигенные, так и кластогенные минералы-доноры. К первым относятся гидроокислы железа,

железистые или магнезиально-железистые карбонаты, а также смектиты. В зависимости от того, какие из этих минералов преобладали, в породах могут образовываться высокожелезистые или высокомагнезиальные хлориты. Из кластогенных компонентов важная роль доноров принадлежит нестойким обломочным фемическим минералам — пироксенам и амфиболам, исчезающим из песчаников при процессах внутрислойного растворения на уровне диагенеза—начального эпигенеза. В глинистых породах эти минералы практически не встречаются, т.е. здесь также имеет место зависимость активности разрушения этих минералов в процессах аутигенеза от размера их частиц.

На рис. 45 изображена схема последовательного преобразования основных обломочных компонентов песчаных пород как семейства метакластитов, так и частично метавулканитов (фельзитов). Она иллюстрирует высвобождение главных породообразующих элементов (Si, Al, K, Mg, Fe и др.) из обломочных компонентов "доноров" и участие этих элементов в формировании парагенезиса слюдястых минералов и хлоритов, формирующихся на разных P—T-уровнях от диагенеза до метаморфизма. Температурный диапазон образования устойчивых ассоциаций диоктаэдрические слюды—хлориты колеблется от 100—120° в кластогенных формациях до 250—300°C в геотермальных системах.

Специального внимания заслуживает изучение механизма образования своеобразных текстур чередования пластинчатых агрегатов слюд и хлоритов. Эти текстуры выявляются как на макроуровне — в венценосных шиповидных ареалах вокруг обломочных зерен в песчаниках, так и на микроуровне в образовании пучкообразных агрегатов слюд и хлоритов в глинистых сланцах, изученных с применением высокоразрешающей электронной микроскопии.

В свежих вулканокластогенных породах, содержащих значительные количества Ca—Na-плагиоклазов и(или) стекловатого базиса, парагенез новообразованных минералов делается более сложным. В зоне начального эпигенеза возникает поликомпонентная ассоциация Ca—Na-цеолитов, а в зоне позднего эпигенеза происходит и массовое развитие ломонтита — ведущего минерала цеолитовой фации кластогенных пород метафельзитов и metabазитов.

В породах этого типа диоктаэдрические слюды (обычно фенгитового состава) играют подчиненную роль. Главными "партнерами" ломонтита делаются хлоритоподобные минералы и хлориты.

В книге для слюд и хлоритов разработаны схемы их геокристаллохимической классификации. Установлены кристаллохимические параметры: коэффициенты железистости  $K_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$  для слюд и  $K_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$  для хлоритов,  $Al_{VI}$ ,  $Al_{IV}$ ,  $Al_{обм}$ , сумма октаэдрических катионов  $\Sigma_{окт}$ , ограничивающие поля распространения как слюдястых, так и хлоритовых минералов, начиная от разных обстановок диагенеза—начального эпигенеза и кончая зеленосланцевой и амфиболитовой фациями регионального и гидротермального метаморфизма. Намечены определенные "парные парагенезы" или тандемы слюд и хлоритов осадочных комплексов, отличающихся своеобразием кристаллохимических характеристик. К таковым прежде всего относятся очень широко распространенные сочетания Al слюд и Fe—Mg-хлоритов кластогенных формаций. Количественное соотношение слюды и хлорита в этих парагенезах зависит в первую очередь от первичного минералого-петрохимического состава пород.

В эвапоритовых хомогенно-кластогенных сериях обычен парагенез Mg—Fe-хлоритов и Fe-иллитов. Высокомагнезиальные хлориты, близкие к клинохлорам, встречаются в галитах и K—Mg-солях; в пирокластических прослоях в этих породах присутствуют лейкофиллитовые слюды. Сочетание высокомагнезиальных хлоритов и слюд с высоким содержанием фенгитовой и парагонитовой компоненты сохраняется вплоть до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма хомогенно-кластогенных формаций.

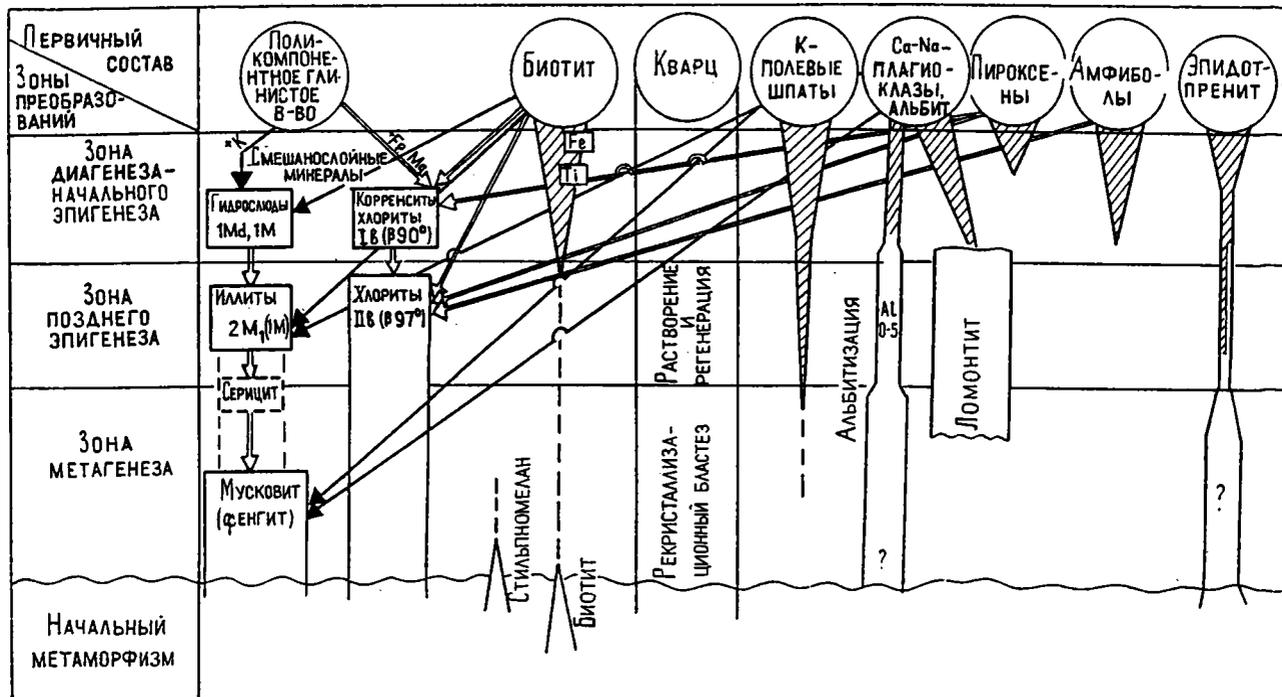


Рис. 45. Схема перераспределения химических элементов при изменениях обломочных компонентов и формировании новообразованных минералов в региональном эпигенезе—начальном метаморфизме (Коссовская, Шутов, 1956), с дополнениями)

Следует подчеркнуть, что индикаторные кристаллохимические возможности слюд и особенно хлоритов далеко не полно раскрыты для характеристики различных типов метаморфизма. Приведенные в книге соотношения между составом и параметрами ячеек слюд открывают большие возможности для изучения многоактной истории метаморфизма в блоках сложных тектонических систем, где имели место преобразования, связанные не только с высокими температурами, но и высокими давлениями при относительно низких температурах, а также возможной спорадической гидротермальной переработкой.

В метавулканитах особенно основных магматических пород присутствуют Fe—Mg-низкоалюминиевые хлориты. Главными парагенетическими партнерами этих хлоритов служат в эпигенезе цеолиты, а на более высоких уровнях предметаморфизма и зеленосланцевого метаморфизма — актинолит, пренит, пумпеллит, эпидот. Семейство слюд представлено только селадонитами, содержание которых обычно незначительно, а кристаллохимическая типизация пока не дана.

В книге показано, что хлориты осадочных комплексов четко отличаются от хлоритов магматических и ультраосновных пород по содержанию суммарного алюминия. Использование этого параметра наряду с парагенезами сопутствующих минералов может служить критерием для диагностики высокометаморфизованных пара- и ортопород.

Отметим некоторые из направлений в области структурного и кристаллохимического изучения слюд и хлоритов, которые могут оказаться весьма перспективными при решении вопросов по установлению конкретных механизмов их образования, по реконструкции физико-химических условий формирования и эволюции осадочных и вулканогенно-осадочных пород, гидротермальных образований, продуктов преобразования базальтов и других магматических комплексов. Одно из таких направлений связано с детальным изучением популяций частиц, слагающих мономинеральные образцы. Хорошо известно, что примечательной особенностью дисперсных слоистых силикатов является распределение частиц по размерам. Анализ этого распределения позволил Д. Эберлу с соавторами [Eberl et al., 1990] сделать вывод о том, что глинистые минералы в процессе постседиментационных преобразований или гидротермальной переработки пород подвергаются перекристаллизации в соответствии с правилом Освальда. Согласно этому правилу суть процесса перекристаллизации состоит в том, что в среде минералообразования одновременно происходит растворение и рост частиц минерала. Реализация тенденции к достижению минимума свободной поверхностной энергии приводит к растворению мелких частиц и росту за их счет более крупных. Таким образом, в процессе перекристаллизации происходит увеличение средних размеров частиц и изменяется гистограмма их распределения. При этом наиболее крупные частицы никогда не растворяются и их зоны роста наряду с другими характеристиками данной популяции частиц содержат в принципе сведения о кинетике и характере процессов перекристаллизации.

Практическая значимость данного явления, если оно действительно реализуется при образовании седиментационно-диагенетических и метаморфических глинистых и других минералов, состоит в том, что на его основе можно получать новую дополнительную информацию о геологической истории содержащих эти минералы пород. В частности, весьма полезным может оказаться детальный анализ разных размерных фракций одного и того же образца. Например, изотопный анализ Sr и данные о концентрации Rb, полученные для разных размерных фракций образца гидротермального иллита, позволили построить изохрону и определить возраст содержащих иллит пород [Eberl et al., 1990]. Это стало возможным потому, что в процессе перекристаллизации содержание Rb в

разных размерных фракциях оставалось одинаковым, а концентрация Sr закономерно уменьшалась параллельно увеличению среднего размера частиц.

Не менее важную информацию об условиях образования дисперсных минералов можно, по-видимому, получить на основе анализа гомогенности—гетерогенности химического состава индивидуальных частиц, слагающих каждый конкретный образец [Duplay, 1987]. Оказалось, например, что широкие вариации составов частиц смектитов, глауконитов, селадонитов и других глинистых минералов подчиняются вполне определенным закономерностям, которые, по-видимому, отражают физико-химические условия их образования. В частности, для высокожелезистых слюдистых минералов, образовавшихся при сравнительно низких температурах, увеличение степени замещения Si на  $R^{3+}$  сопровождалось ростом содержания  $Fe^{3+}$  в октаэдрах 2:1 слоев, тогда как для более высокотемпературных глинистых минералов рост тетраэдрического заряда коррелировал с увеличением концентрации двухвалентных и уменьшением трехвалентных октаэдрических катионов.

Мощным средством установления конкретного механизма формирования дисперсных минералов является широкое использование методов современной электронной микроскопии, и, прежде всего методов высокоразрешающей, растровой, а также аналитической электронной микроскопии. Только с их помощью можно на атомном уровне проследить динамику формирования минерала и, в частности, выявить картину образования взаимных прорастаний или текстур слюдистых и хлоритовых доменов, прослеживающуюся от диагенеза до начальных стадий метаморфизма, трансформируясь от переслаивания индивидуальных слюдистых и хлоритовых пакетов к чередованию доменов. Размеры последовательно увеличиваются от десятков и сотен ангстрем до долей миллиметра.

В заключение следует сказать, что круг задач, которые могут быть решены с использованием индикаторных кристаллохимических характеристик слоистых силикатов и их парагенезов с другими минералами, значительно шире, чем упомянутые в книге проблемы. Особенно это относится к хлоритам. Очень слабо исследованы кристаллохимические и структурные индикаторные возможности высокожелезистых хлоритов, связанных с железорудными формациями, особенно глубокометаморфизованных докембрийских комплексов. Не раскрыты особенности состава и парагенезов высокомагнезиальных хлоритов из разных типов гидротермальных рудных и нерудных полезных ископаемых.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А., Ципурский С.И. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море) //Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 82—88.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 246 с.
- Волостных С.Т. Аргиллитизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Гаврилов Ю.О., Ципурский С.И. Глинистые минералы ниже- и среднеюрских отложений разных структурно-фациальных зон Центрального Кавказа //Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 57—72.
- Граувакки. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 327 с.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геохристаллохимия породообразующих диоктаэдрических смектитов //Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 84—114.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд. Сообщение 1. Семейство железисто-магнезиальных слюд (глаукониты, селадониты) //Там же. 1986. № 5. С. 19—33.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Смектиты — индикаторы геологических обстановок континентов и океанов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7—37.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 206 с.
- Дриц В.А., Муравьев В.И., Шутов В.Д. Новые аспекты оптического изучения слоистых силикатов //Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. Кн. 7. С. 15—31.
- Дьяконов Ю.С. Новые данные о разновидностях гидробититов //Кристаллохимия минералов. Л.: Наука, 1981. С. 39—46.
- Звягин Б.Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М.: Наука, 1964. 282 с.
- Ивановская Т.А., Ципурский С.И. Особенности глауконита из нижнекембрийских отложений разреза Улахан—Сулугур (среднее течение р. Алдан) //Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 79—86.
- Ивановская Т.А., Ципурская С.И., Черкашин В.И. и др. Постседиментационные преобразования глауконита рифейских отложений юго-восточной Якутии //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 108—118.
- Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Недра, 1972. 172 с.
- Кележинская К.П. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 154 с.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 311 с.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Наука, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок //Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 60—69.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов //Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 16—38.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Геохристаллохимия сапонитов и связанных с ними слоистых силикатов в преобразованных океанических базальтах // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 5. С. 3—18.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках //Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 35—54 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Каледа К.Г. и др. Парагенезы селадонит-глауконитовых минералов и кристобалита в преобразованных океанических базальтах (на примере скв. 407) //Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 63—84.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палеогенитизации океанических базальтов и проблемы экстракции

- рудных компонентов // Там же. 1982. № 4 с. 10—31.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д.** Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 5—16.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Зональное изменение терригенных пород при эпигенезе, начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов ун-та, 1956. Кн. 3/4. С. 452—467.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Фации регионального эпигенеза и метagenеза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 3—18.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Проблемы эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9—34 (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 221).
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на континентах и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15—30.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д.** Основные черты аутигенного силикатного минералообразования в осадочном слое и измененных базальтах океанов // Геология дна океанов по данным глубоководного бурения. М.: Наука, 1984. С. 112—130.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А.** Глинистые минералы-индикаторы глубоководного изменения терригенных пород // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Наука, 1963. С. 120—130.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М.** Современное состояние и перспективы развития проблем эпигенеза метаморфизма на континентах и в океанах // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 45—62.
- Курносоев В.Б.** Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С. 14—19.
- Курносоев В.Б.** Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 250 с.
- Липкина М.И., Дриц В.А., Цикурский С.И.** и др. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 92—111.
- Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю.** К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 91—97.
- Логвиненко Н.В.** Постдиagenетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.** Образование и изменение осадочных пород // Л.: Недра, 1987. 234 с.
- Милло Ж.** Геология глин. Л.: Недра, 1968. 358 с.
- Минеральные преобразования океанической коры. М.: Наука, 1984. 167 с.
- Муравьев В.И.** Карбонаты терригенных пород — индикаторы стадий постседиментационного преобразования // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 145—153.
- Муравьев В.И.** Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
- Муравьев В.И., Салынь А.Л.** Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 121—127.
- Набоко С.И.** Современные фации гидротермально-измененных пород. М.: Наука, 1966. 125 с.
- Набоко С.И.** Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 38—53.
- Николаева И.В.** Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 319 с.
- Николаева И.В.** Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. С. 4—11.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А.** и др. О содержании понятия "серцит" // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982. № 5. С. 69—87.
- Расказов А.А.** Минералы глин калиеносных отложений. М.: Наука, 1984. 72 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 381).
- Ратеев М.А., Градусов Б.П.** Структурные фазы преобразования андезитотрахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 1. С. 51—70.
- Ренгартен Н.В., Дриц В.А.** Аутигенная гидрослюда модификации  $2M_1$  в закарстованных известняках Одессы // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1178—1181.
- Русинова О.В.** Некоторые результаты изучения глинистых минералов Балейского золоторудного месторождения. М.: Недра, 1968. С. 111—120 (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 79).
- Русинова О.В., Русинов В.Л.** Состав, структура и закономерности геологического распространения диоктаэдрических калиевых слюд модификации  $2M_2$  // Очерки по генетической минералогии. М.: Наука, 1976. С. 47—58.
- Сахаров Б.А., Бессон Ж., Дриц В.А.** и др. Изучение природы дефектов упаковки в структуре глауконитов методом дифракционного профилирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12.
- Симанович И.М.** Калиевый полевой шпат в океанических базальтах // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1. С. 95—104.
- Симанович И.М., Кудрявцев Д.И., Сколотнев С.Г.** Постэруптивные процессы в базальтах. Деп. ВИНТИ. 1988. № 3310—В88. 156 с.
- Сколотнев С.Г., Карпова Г.В., Покровская Е.В.**

- (ferrous and ferric forms) // *Clays and Clay Miner.* 1973. Vol. 21. P. 229—237.
- Kossowskaya A.G., Driits V.A.* The variability of micaeous minerals in sedimentary rocks // *Sedimentology.* 1970. Vol. 15. P. 83—101.
- Kossowskaya A.G., Driits V.A., Alexandrova V.A.* On trioctahedral micas in sedimentary rocks // *Proc. Intern. Clay Conf. Sweden.* Stockholm: Pergamon press, 1963. Vol. 2. P. 147—169.
- Kossowskaya A.G., Shuiov V.D.* Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosinclinal regions // *Eclog. geol. helv.* 1958. N 3. P. 656—665.
- Kristmandoffür H.* Alteration in the IRDP drill hole compared with other holes in Island // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 6525—6531.
- Kubler B.* La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. Etages tectonique // *Colloque de Neuchâtel. A la Baconnière Neuchatel.* Suisse. 1966. P. 105—122.
- Kubler B.* Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite // *Bull. Cent. rech. PAUSNPA.* 1968. Vol. 2. P. 385—397.
- Laird J.* Chlorite: Metamorphic petrology // *Rev. Miner.* 1988. Vol. 19. P. 351—425.
- Liou J.G., Mariama S., Cho M.* Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low grade metamorphism // *Miner. Mag.* 1985. Vol. 49. P. 321—333.
- Low temperature metamorphism / Ed. M. Frey. Glasgow; L.; N.Y.: Chapman and Hall, 1987. 351 p.
- Lucas J.* La transformation des mineraux argileuse dans la sedimentation étude sur les argiles du Trias // *Memoire Universite Loui Paster.* Institute Geologie Science Geologique Strasburg. 1962. N 23. P. 202—208.
- Maynard J.B.* Geochemistry of oolitic iron an electron microprobe study // *Econ. Geol.* 1986. Vol. 81. P. 1473—1483.
- McDowell S.D., Elders W.A.* Authigenic layer silicate minerals in borholes Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 74. P. 293—310.
- Melvil C.* Mineralogy and chemistry of secondary in low temperature altered basalts from DSDP. Leg. 51—53 // *Initial reportes of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. P. 1299—1318.
- Micas Ed. S.W. Bailey.* // *Reviews in Mineralogy.* 1984. Vol. 13. P. 584.
- Miliken K.L.* Loss of provenience in formation through subsurface diagenesis in pleistocen Northern Gulf of Mexico // *J. Sediment. Petrol.* 1988. Vol. 56. P. 992—1002.
- Muffler L.P.J., White D.E.* Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, Southeastern California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80. P. 157—182.
- Nadeau P.H., Reynolds R.C. (Jr.)* Burial and contact metamorphism in the Mancos Shale // *Clays and Clay Miner.* 1981. Vol. 29. P. 249—259.
- Nadeau P.H., Taii J.M., McHardy W.J.* et al. Interstratified XRD characteristics of physical mixtures of elementary clay particles // *Clay Miner.* 1984a. Vol. 19. P. 67—76.
- Nadeau P.H., Wilson M.J., McHardy W.J.* et al. Interparticle diffraction: A new concept for interstratified clays // *Ibid.* 1984. Vol. 19. P. 757—769.
- Nicot E.* Les phyllosilicates des terrains precambriens du Nord-Quest du Montana (USA) dans la transition anchizone-epizone // *Bull. Miner.* 1981. Vol. 104. P. 615—624.
- Noack Y., Emmerman R., Hubberton H.W.* Alteration in site 501 (Leg 68) and site 504 (Leg 69) basalts Preliminary results // *Initial reportes of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.): US Gov. prit. off., 1983. Vol. 68/70. P. 497—508.
- Noack Y.* Differentiation entre alteration meteorique et alteration hydrothermal // *These l'Universit  de Poitiers.* U.E.R. Science fundamental et appliqueis. 1985. Vol. 422. P. 155—162.
- Norrish K.* Factors in the weathering of mica to vermiculite // *Proc. Intern. Clay Conf., 1972.* Madrid, 1973. P. 417—432.
- Odin G.S., Matter A.* De glauconite origine // *Sedimentary.* 1981. P. 611—641.
- Odum I.E.* Glauconite and celadonite minerals // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. P. 545—575.
- Parron C., Amouric M.* TEM and microchemical study of the glauconitization process // *Proceedings the sixth Meeting of the European Clay Groups.* Seville, 1987. P. 472—482.
- Parry W.T., Reeves C.C.* Lacustrine glauconitic mica from pluvial Lane Mound Lynn and Ferry Counties, Texas // *Amer. Miner.* 1966. Vol. 51. N. 1—2, P. 45—70.
- Pertsev N.N., Rusinov V.L.* Mineral assemblages and alteration in basalts at Sites 417A and 418 // *Initial reportes of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.), 1980.: US Gov. print. off. Vol. 51/53. P. 1219—1242.
- Pique A., Wyrbreht E.* Origine des chlorites de l'episone Heritage et cristallisation synschistes // *Bull. min r.* 1987. Vol. 110. P. 665—682.
- Pritchard R.G.* Alterations of basalts from DSDP, Leg 51, 52 and 53, hole 417A and 418A // *Initial reportes of the Deep Sea Drilling Project.* Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 51/53. P. 1185—1200.
- Reesman A.C., Keller W.D.* Chemical composition of illite // *J. Sediment. Petrol.* 1967. Vol. 37. P. 592—596.
- Robinson D.* Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision setting // *Geology.* 1987. Vol. 15. P. 866—869.
- Segonzac G.* Les mineraux argileux dans la diagenese-passage au metamorphisme // *Mem. Serv. carte g ol.* Alsace et Lorraine. 1969. Vol. 29. P. 1—320.
- Segonzac G., Heddebaut C.* Paleozoique anchi-metamorphique illite, clorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyren es basques // *Ibid.* 1971. Vol. 24, N 4. P. 277—290.
- Segonzac G., Hickel D.* Cristallochemie des phengites dans les quartisites micaces metamorphiques du permotrias des Alpes Piemontaises // *Sci. g ol.* Bull. 1972. Vol. 25. P. 201—229.
- Seki Y., Lion J.G., Guillemette R.* et al. Investigation of geothermal systems in Japan 1. Onikobe geothermal - area // *Mem. Hydrosci. and Geotechnol. Lab. Saitama Univ.* 1983. N 3.
- Slonimskaya M.V., Besson G., Daynyak L.G.* et al.

- Interpretation of the IR spectra of celadonites and glauconites in the region of OH stretching frequencies // *Clay Miner.* 1986. Vol. 21. P. 377—388.
- Srodon J., Eberl D.* Illite // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. P. 495—544.
- Srodon J., Morgan D.J., Eslinger E.V.* et al. Chemistry of illite-smectite and end-member illite // *Clays and Clay Miner.* 1986. Vol. 34. P. 368—378.
- Steiner A.* Hydrothermal rocks alteration at Wairakī, New Zealand // *Ibid.* 1968. Vol. 16. P. 193—213.
- Stern E.J., Reynolds R.C., Zantop H.* Natural ammonium illites from black shales hosting a stratiform base metal deposit, DeLong Mountains, Northern Alaska // *Ibid.* 1982. Vol. 30. P. 161—166.
- Stewart J.R.* Zeolite facies metamorphism of sandstones in the Western Olympic Peninsula, Washington // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 1139—1142.
- Togashi Y.* Polytypes and expandability of sericite from the Itaya kaolin clay deposit, Northeast Japan // *J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.* 1979. Vol. 74. P. 100—113.
- Tompkins L.A., Bailey S.W., Haggerty S.E.* Kimberlitic chlorites from Sierra Leone, West Africa: unusual chemistries and structural polytypes // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69. P. 237—249.
- Varentsov I.M., Sakharov B.A., Drits V.A.* et al. Hydrothermal deposits of the Galapagos rift zone Leg 70: mineralogy and geochemistry of major components // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1983. Vol. 7. P. 235—268.
- Veblen D.R., Ferry J.M.* A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations // *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 1160—1168.
- Velde B.* Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence // *Amer. J. Sci.* 1965. Vol. 263. P. 886—913.
- Velde B., Methioub M.* Approach to chemical equilibrium in diagenetic chlorites // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1988. Vol. 98. P. 122—127.
- Velde B., Roalt J.F., Leikin M.* Metamorphosed berthierine pellets in mid-cretaceous rocks from north-eastern Algeria // *J. Sed. Petrol.* 1974. Vol. 4, N 4. P. 1275—1280.
- Walker J.R.* Polyttypism of chlorite in very low grade of metamorphic rocks // *Amer. Miner.* 1989. Vol. 74. P. 738—743.
- Warshaw C.M.* Experimental studies of illite // *Clays and Clay Miner.* 1959. Vol. 7. P. 303—316.
- Weaver C.E.* Possible use of clay minerals in the search for oil // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1960. Vol. 44. P. 1505—1518.
- Weaver C.E., Beck K.C.* Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1971. Vol. 134. P. 1—96.
- Weaver C.E., Broekstra B.R.* Illite-mica // *Shale State metamorphism in Southern Appalachians* / Ed. C.E. Weaver et al. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 67—97.
- White S.H., Hugget J.M., Shaw H.F.* Electron optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks // *Miner. Mag.* 1985. Vol. 49. P. 413—423.
- Yamamoto T.* Mineralogical studies of sericites associated with Roseki ores in the western part of Japan // *Miner. J.* 1967. Vol. 5, N 2. P. 77—97.
- Yen H.W., Eslinger E.V.* Oxygen isotopes and the extent of diagenesis of clay minerals during sedimentation and burial in the sea // *Clays and Clay Minerals.* 1986. Vol. 34. P. 403—406.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
<b>Глава первая</b>	
<b>Проблемы преобразования кластогенных и вулканогенных пород (диагенез—начальный метаморфизм) на континентах и в океанах.....</b>	<b>5</b>
Терминология, используемая при наименовании зон преобразования пород при диагенезе—метаморфизме.....	7
Минералого-петрографические семейства и фации (субфации) регионального эпигенеза—метагенеза .....	11
Метакластиты и метапелиты .....	13
Метавулканиды (метафельзиты, метабазиты) .....	15
Океанический эпигенез—метаморфизм .....	17
Геотектонические типы регионального эпигенеза—метагенеза и их сопряжение с метаморфическими "эквивалентными" фациями .....	21
<b>Глава вторая</b>	
<b>Геокристаллохимическая типизация диоктаэдрических слюдястых минералов ....</b>	<b>24</b>
Основные типы геологических обстановок, в которых встречаются слюдястые минералы ....	24
Принципы классификации диоктаэдрических слюд и гидрослюд .....	25
Основные представления о структуре диоктаэдрических слюдястых минералов, их политипное разнообразие.....	26
Основы диагностики тонкодисперсных диоктаэдрических слюдястых минералов .....	39
История представлений о генезисе слюдястых минералов в осадочных породах.....	48
Геокристаллохимические поля слюдястых минералов.....	58
Al-гидрослюды и иллиты осадочных, кластогенных пород.....	71
Истинные слюды и серициты метаморфических пород .....	81
Семейство высококремнистых лейкофиллитов и Al—Mg-гидрослюд.....	85
Fe-иллиты и гидрослюды .....	87
Группа глауконитовых минералов .....	90
<b>Глава третья</b>	
<b>Хлориты и хлоритоподобные минералы.....</b>	<b>106</b>
Основные структурные и дифракционные характеристики хлоритов .....	107
Разнообразие химических составов хлоритов .....	114
Геокристаллохимические поля хлоритов .....	115
Железисто-магнезиальные хлориты кластогенных формаций .....	132
К проблеме происхождения Fe—Mg-хлоритов в кластогенных формациях.....	155
Железисто-магнезиальные хлориты основных магматических пород.....	159
Хлориты и хлоритоподобные минералы офиолитов Пойнт-Силла.....	162
<b>Заключение .....</b>	<b>165</b>
<b>Литература .....</b>	<b>170</b>

# CONTENTS

<b>Preface .....</b>	<b>3</b>
<b>Chapter one</b>	
<b>Problems of transformation of clastogenic and volcanic rocks (diagenesis-low metamorphism) on continents and in oceans.....</b>	<b>5</b>
The problems of classification and nomenclature of the zones of diagenesis-metamorphism (very lowgrade metamorphism).....	7
Mineralogical-petrographic families, facies of regional epigenesis-metagenesis.....	11
Metaclastites and metapelites.....	13
Metavulcanites (metafelsites, metabasites).....	15
Oceanic epigenesis-metamorphism .....	17
Correlation of regional epigenesis-metagenesis facies with their metamorphic equivalents on continents and in oceans .....	21
<b>Chapter two</b>	
<b>Geocrystallochemical typization of dioctahedral micaceous minerals.....</b>	<b>24</b>
The main types of geological environments where micaceous minerals occur.....	24
Principles of the micaceous minerals classification.....	25
Structure and polytypism of dioctahedral micaceous minerals.....	26
Identification of fine-dispersed dioctahedral micas .....	39
Problems of genesis of micaceous minerals in sedimentary rocks.....	48
Geocrystallochemical classification of micaceous minerals .....	58
Al-hydromicas and illites in clastogenic formations .....	71
True micas and sericites in metamorphic rocks.....	81
The family of leucophyllites and (Al, Mg) hydromicas .....	85
Fe-illites and hydromicas.....	87
The glauconite group.....	90
<b>Chapter three</b>	
<b>Chlorites and chlorite-like minerals.....</b>	<b>106</b>
The main structural and diffraction characteristics of chlorites .....	107
Chemical composition of chlorites .....	114
Geocrystallochemical classification of the chlorites .....	115
Fe-Mg-chlorites in clastogenic formations.....	132
The origin of Fe-Mg-chlorites in clastogenic formations .....	155
Fe-Mg-chlorites in the basic magmatic rocks .....	159
Chlorite and chlorite-like minerals in the Point-Sal ophiolites.....	162
<b>Conclusion .....</b>	<b>165</b>
<b>References.....</b>	<b>170</b>

Научное издание

Дриц Виктор Анатольевич, Косовская Анна Григорьевна  
**ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ: СЛЮДЫ, ХЛОРИТЫ**

Труды, вып. 463

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор М.А. Яценко. Художественный редактор В.Ю. Яковлев  
Технический редактор Н.М. Вурова. Корректор Э.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве на компьютерной технике

ИБ № 48494

Подписано к печати 03.10.91. Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1. Гарнитура Сов. Кириллица. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 14,3. Усл. кр.-отт. 14,8. Уч.-изд. л. 15,7. Тираж 640 экз. Тпл. зак 1659. Цена 6 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-483, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

**6 руб.**

**ISSN 0002-3272. Тр. ГИИ АН СССР. 1991. Вып. 465. 1-176.**