

*Д. Д. Котельников*  
*А. И. Конюхов*

---

**ГЛИНИСТЫЕ  
МИНЕРАЛЫ  
ОСАДОЧНЫХ  
ПОРОД**

---

---

Д. Д. Котельников  
А. И. Конюхов

---

# ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

---

---

4984



МОСКВА „НЕДРА” 1986



Котельников Д. Д., Конохов А. И. Глинистые минералы осадочных пород.— М.: Недра, 1986. 247 с., с ил.

Рассмотрены кристаллохимические и структурные особенности, классификация и диагностика глинистых минералов. Описаны условия их образования в корях выветривания и изменения на отдельных этапах литогенеза. Освещены основные факторы, определяющие особенности глинистых минералов в осадочных породах. Приведена методика геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов для решения различных практических задач.

Для геологов и других специалистов, занимающихся изучением осадочных пород, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

Табл. 6, ил. 80, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *Н. В. Котов*, д-р геол.-мин. наук (Ленинградский государственный университет им. А. А. Жданова).

Развитие методов структурного и кристаллохимического изучения глинистых минералов и, самое главное, экспериментальные работы по синтезу и твердофазовым превращениям слоистых силикатов позволяют считать, что разработанные к настоящему времени схемы происхождения главнейших глинистых минералов в целом достаточно обоснованы. Однако не все условия могут быть воспроизведены в модельных экспериментах. Поэтому ряд вопросов генезиса этих минералов пока не решен. В то же время необходимо иметь в виду, что надежная геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов, а также использование их в практических целях возможны лишь на основе достоверной и научно обоснованной схемы их генезиса.

Как показывают наши исследования фракций осадочных пород мельче 0,001 мм, природа глинистых минералов, а также условия их постседиментационного изменения определяются специфически-особенностями формирования содержащих их отложений. Отсюда следует, что выяснение общих условий образования и изменения глинистых минералов в осадочных породах должно основываться на материалах изучения отложений разного возраста в районах с различным геологическим строением. В связи с этим нами обобщены данные по изучению глинистых минералов в современных осадках и древних осадочных породах, начиная с архея, распространенных во многих районах СССР. Новые данные, полученные в результате глубокого бурения, о природе и свойствах глинистых минералов в наиболее погруженных и сильно измененных отложениях позволили нам разработать схему эволюции глинистых минералов на различных стадиях осадочного процесса, включая гипергенез, мотогенез, седиментогенез, диагенез, катагенез и метагенез.

При разработке глобальной схемы образования глинистых минералов мы основывались на трех принципах: 1) унаследованности структурных особенностей глинистых минералов в процессе накопления осадков и последующем изменении сформировавшихся из них пород, а также, в определенной степени, первичных условий среды осадконакопления и протекающих при этом процессов на различных этапах литогенеза; 2) тенденции к структурной упорядоченности минералов при возникновении их в оптимальных термобарических и геохимических условиях; 3) универсальности процессов при изменении первичных и образовании вторичных глинистых минералов на всех стадиях преобразования осадков и пород как в древних, так и в современных морских и океанических бассейнах.

Систематизация накопленного на протяжении последних 20 лет обширного материала по изучению глинистых минералов в породах осадочного чехла земной коры дает возможность:

выяснить основные факторы, определяющие особенности выветривания главнейших типов пород на континенте (изверженных, метаморфических, осадочных разновидностей) и частично на дне морей и океанов (в основном эффузивных и мантийных разновидностей); оценить кинетику и масштабы изменения глинистых минералов на путях переноса и при накоплении их как в континентальных условиях, включая субаэральные и субаквальные отложения, так и в мелководных и глубоководных частях морских бассейнов платформенного или геосинклинального типа. Закономерности распространения глинистых минералов, особенно с учетом типоморфных признаков их (в зависимости от генезиса) в отложениях древних континентов и современных морей и океанов, могут явиться дополнительным критерием для уточнения палеогеографических условий осадконакопления как в течение крупных геологических эпох, так и кратковременных этапов геологического развития определенных регионов. Соответственно, установление пределов устойчивости при переносе и накоплении отдельных глинистых минералов и парагенетических связей между ними, а также с их неглинистыми аналогами должно способствовать повышению эффективности поисков в континентальных и прибрежно-морских осадках ряда россыпных месторождений, а также диагенетических образований в нормально морских осадках (фосфоритов и Fe-Mn-конкреций);

выяснить направленность преобразования аллотигенных разновидностей глинистых минералов при погружении пород на различные глубины, в том числе в районах с неодинаковым геотермическим градиентом, и, самое главное, установить закономерности образования определенных типов аутигенных глинистых минералов, в зависимости от химизма и термобарических параметров среды.

Изучение последовательности изменения особенностей глинистых минералов на всех этапах образования осадочных пород позволяет рассмотреть указанный процесс с позиций стадийного анализа. Особенно важен такой подход к решению генетических вопросов в области минералогии глин. Так, например, решение вопросов, связанных с битумообразованием, формированием и перераспределением залежей нефти и газа, а также эксплуатацией месторождений, необходимо непосредственно увязывать с историей глинистых минералов, содержащихся в нефтегазоносных толщах. Такая увязка должна проводиться с единых теоретических позиций при интерпретации генезиса, а также выяснении роли глинистых минералов при решении вопросов о механизме накопления в осадочных породах нефти и газа и проведении научно обоснованной методики их добычи.

Отсюда следует, что разработка указанных выше вопросов геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов имеет большое теоретическое и важное практическое значение.

---

# И. КРИСТАЛЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

---

## 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Несмотря на большой объем проводимых исследований, многие вопросы строения, свойств, номенклатуры и классификации глинистых минералов продолжают оставаться предметом дискуссии. Это осложняется еще тем, что до сих пор отсутствует общепринятое определение понятия «глинистый минерал», хотя различные варианты его специально обсуждались на ряде международных конференций по глинам, в частности в Брюсселе (1958 г.) и Копенгагене (1960 г.).

По нашему мнению, к глинистым минералам следует относить природно дисперсные слоистые и слоисто-цепочечные силикаты, образующиеся преимущественно при химическом выветривании пород, накоплении осадков, а также при их постседиментационном преобразовании включая возможность наложения на сформировавшиеся тем или иным путем толщи процесса гидротермальной деятельности. Одной из важнейших особенностей кристаллического строения глинистых минералов является их способность активно взаимодействовать с водой.

## 2. СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

### Строение полиэдрических сеток

Основными полиэдрами структуры слоистых силикатов являются кремнекислородные тетраэдры и алюминий- или магний-кислородно-гидроксильные октаэдры. Соединяясь через общие анионы кислорода, они образуют непрерывные двухмерные тетра- (рис. 1, а) или октаэдрические (рис. 1, б) сетки, в которых катионы расположены по гексагональному мотиву.

В тетраэдрах ионы Si находятся между четырьмя атомами O, расположенными в их вершинах, что обеспечивает прочную связь указанных ионов между собой. Три связи между катионом и анионами в тетраэдрах направлены к атомам кислорода, общим для других смежных тетраэдров и расположенным в плоскости их оснований. Эти связи обозначаются как «мостиковые»  $r_{br}$  (T—O). Четвертая связь направлена к атому кислорода в вершине тетраэдра и относится к «немостиковой»  $r_{nbr}$  (T—O). Тетраэдрические сетки, содержащие только SiO<sub>4</sub>-группы, являются электронейтральными. Кремний в тетраэдрах может быть также частично замещен Al и Fe<sup>3+</sup>. При наличии в тетраэдрах элементов с более низкой

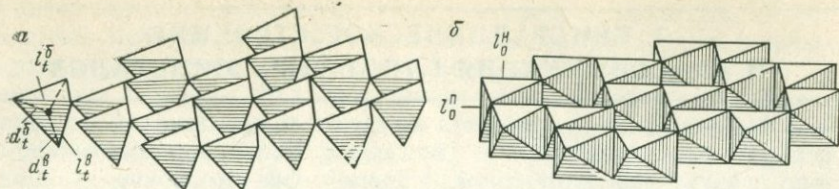


Рис. 1. Тетра- (а) и октаэдрическая (б) сетки, по Л. Полингу.

Расстояния в тетраэдрах:  $l_t^\delta$  — между базальными анионами,  $l_t^\beta$  — между базальными и вершинными анионами,  $d_t^\delta$  — между тетраэдрическим катионом и базальным анионом,  $d_t^\beta$  — между тетраэдрическим катионом и вершинным анионом. Длины ребер октаэдра:  $l_0^H$  — неподеленного,  $l_0^H$  — поделенного

валентностью их сетки приобретают отрицательный заряд, величина которого зависит от степени замещения Si соответствующим катионом.

По мере увеличения ионного радиуса катионов линейные размеры тетраэдров возрастают. Межатомные расстояния (длины связей) тетраэдрического катиона — кислорода ( $d_t$ ) зависят от степени замещения Si другими катионами, а также деформации тетраэдров. Обычно в неискаженных тетраэдрах  $d_{Si-O}$  составляет 0,161—0,162 нм, а  $d_{Al-O}$  — 0,175—0,177 нм. Расстояние кислород—кислород ( $l_t$ ) равно 0,26 нм. При наличии замещений Si на Al для тетраэдров состава  $Si_{1-x}Al_x$  длину связи катион—анион можно определить по формуле  $d_t = d_{Si-O}(1-x) + d_{Al-O}x$ .

В октаэдрах катионы Al и Mg окружены шестью анионами O или OH (F). Для октаэдров характерны более широкие, чем для тетраэдров, масштабы изоморфных замещений. Так, Al чаще всего замещается  $Fe^{3+}$ ,  $Mg-Fe^{2+}$ . Замещения могут быть смешанными, включая такие катионы, как Cr, Li и некоторые другие.

Октаэдры, содержащие двухвалентные катионы, вследствие большей величины их ионного радиуса, по сравнению с трехвалентными, характеризуются более значительными линейными размерами, в частности длинами связей. Среднее межатомное расстояние катион—кислород ( $d_0$ ) в октаэдрах с двухвалентными катионами составляет 0,206—0,211 нм, тогда как с Al — 0,191—0,195 нм. Длину ребер октаэдров ( $l_0$ ) можно вычислить по формуле  $l_0^{cp} = \sqrt{2d_0}$ . Общие боковые ребра, которыми соединяются октаэдры, называются поделенными, а остальные — неподеленными. Длины последних ( $l_0^H$ ) обычно больше, чем первых ( $l_0^H$ ).

### Взаимное сочетание полиэдрических сеток

Слоистые силикаты, в зависимости от валентности катионов и степени замещения ими октаэдрических позиций в структуре, разделяются на ди- и триоктаэдрические разновидности. В диоктаэдрических структурах трехвалентные катионы, в соответствии с правилом Л. Полинга о соблюдении баланса валентностей тетра- и октаэдрической сеток, занимают 2/3 возможных положений, т. е.

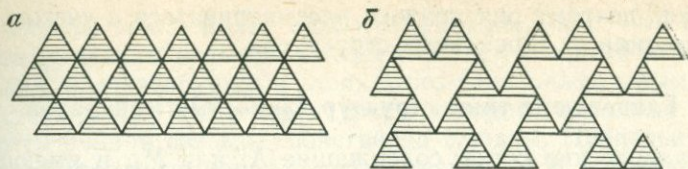


Рис. 2. Типы октаэдрических сеток: ди- (б) и триоктаэдрическая (а), по Л. Полингу

каждые два заселенных октаэдра чередуются с одним пустым (рис. 2, б). В триоктаэдрических структурах для образования электростатически скомпенсированных пакетов двухвалентные катионы заполняют все октаэдрические позиции (рис. 2, а). При сочетании тетра- и октаэдрических сеток вершины тетраэдров примыкают только к  $2/3$  вершин октаэдров. Часть свободных зарядов октаэдрической сетки нейтрализуется в таком случае путем замещения в анионном каркасе О на ОН или F. При этом у  $2/3$  октаэдров гидроксилы расположены на боковых ребрах, а у  $1/3$  — на диагонально противостоящих вершинах. Первые обозначаются как ЦИС-, а вторые — как ТРАНС-октаэдры. Соответственно в структурах большинства слоистых силикатов содержится  $2/3$  ЦИС-октаэдров и  $1/3$  ТРАНС-октаэдров. В структуре диоктаэдрических минералов, как правило, заселены только ЦИС-октаэдры.

При сочленении тетра- и октаэдрических сеток соответствие их размеров достигается в основном за счет разворота тетраэдров на угол  $\alpha$ . В структурах триоктаэдрического типа этот угол обычно имеет меньшее значение, чем в диоктаэдрических, что связано с близостью у первых размеров тетра- и октаэдрических сеток. Кроме того, в реальных структурах слоистых силикатов индивидуальные тетраэдры, как указано выше, обычно искажены, в связи с чем меняются межатомные расстояния  $l_t^b$  и  $l_t^a$ . В зависимости от степени замещения Si на Al и от положения и распределения компенсирующего положительного заряда, тетраэдрический катион может быть смещен из геометрического центра либо к основанию, либо к вершине. Октаэдры в структурах слоистых силикатов также искажены. Так, в диоктаэдрических структурах, которые характеризуются наибольшим различием в размерах тетра- и октаэдрической сеток, октаэдры растянуты в плоскости слоев и сплющены по нормали. Возникающее при этом уменьшение  $l_o^n$  заселенных октаэдров приводит к развороту их верхних и нижних крышек. Отмеченный изоморфизм, в том числе и гетеровалентного типа, обуславливает возможность возникновения в октаэдрических сетках не только отрицательного, но и положительного заряда. Октаэдрические сетки, содержащие двух- или трехвалентные катионы, имеют существенные кристаллохимические различия, определяющие многие свойства слоистых минералов. Главнейшие параметры основных элементов строения слоистых и псевдослоистых силикатов зависят от состава и строения слагающих их тетра- и октаэдриче-

ских сеток, поэтому они должны рассматриваться с учетом взаимного сочетания их в реальных структурах.

### Главнейшие типы структур глинистых минералов

Октаэдрические сетки, содержащие Al или Mg и имеющие состав  $Al_2(OH)_6$  либо  $Mg_3(OH)_6$ , представляют собой одноэтажные слои типа 0:1 и являются простейшими слоистыми структурами гидраргиллитового (гиббситового) и бруситового типа. Высота таких слоев в структуре первого типа 0,205, второго — 0,215 нм.

Однако более широкое распространение в природе имеют структуры, которые состоят либо из двух- или трехэтажных слоев, либо из сочетания трех- и одноэтажного слоев, т. е. четырехэтажного типа, образующихся в результате определенного сочленения тетра- и октаэдрических сеток.

Двухэтажные, или 1:1, слои состоят из одной тетра- и одной октаэдрической сеток.

У слоев, содержащих Al или Mg в октаэдрах и Si в тетраэдрах, т. е. у ди- (каолинитовый тип) или триоктаэдрических (серпентинитовый тип) структур, указанный параметр составляет соответственно 0,715 и 0,730 нм. Отдельные, практически электронейтральные слои в структурах рассматриваемого типа жестко соединяются посредством электростатических сил сцепления (водородных связей).

При частичном замещении в тетраэдрах таких структур Si на Al, т. е. при составе типа  $Si_{1-x}Al_x$ , где  $x > 0$ , возникающий отрицательный тетраэдрический заряд компенсируется зарядом октаэдрических сеток. Вследствие этого катионы Al располагаются в тетраэдрах ближе к вершинным атомам O, т. е. приближаются к «немостиковым» анионам для компенсации их валентности. Подобное сочленение сеток определяет сжатие кристаллической решетки перпендикулярно к их базальной плоскости, в частности у бертьеринов — минералов с Fe и частично Mg и Al в октаэдрах — до 0,705 нм.

Трехэтажные, или 2:1, слои включают две тетраэдрические сетки и расположенную между ними октаэдрическую сетку. При отсутствии гетеровалентных замещений в тетра- и октаэдрических сетках, в зависимости от Al- либо Mg-состава последних, слои 2:1 образуют соответственно структуры пирофиллитового или талькового типа. Отдельные электронейтральные слои в этом случае жестко соединяются, как в структуре близких (по составу тетра- и октаэдрических сеток) двухэтажных минералов. Однако, в отличие от последних, связь между слоями осуществляется с помощью ван-дер-ваальсовых сил. Высота слоя у ди- и триоктаэдрических структур рассматриваемого типа составляет соответственно около 0,91 и 0,93 нм.

Замещение Si на Al в тетраэдрах сопровождается обычно различными изоморфными замещениями в октаэдрах с возникновением как отрицательного заряда преимущественно в сетках с диок-

таэдрическим, так и более слабого положительного — в сетках с триоктаэдрическим мотивом их заселения. Суммарный отрицательный заряд компенсируется в слоях этого типа межслоевыми катионами  $K$ ,  $Na$  и  $Ca$ . Такая структура, в которой отдельные слои соединяются ионной связью, свойственна слюдам. Предельная величина отрицательного заряда, нейтрализуемого  $K$ , который наиболее часто выполняет роль связующего катиона в структурах наиболее распространенных в природе слюдах (мусковит, биотит, флогопит и лепидолит) равна 1, тогда как в маргаритах — 2, а в ксантофиллитах — 3. Поэтому при увеличении степени замещения  $Si$  на  $Al$  в тетраэдрах избыточный отрицательный заряд должен компенсироваться положительным зарядом октаэдрической сетки. В этом случае «немостиковые» анионы тетраэдров с увеличением заряда последних нейтрализуют свою валентность в значительной мере за счет октаэдрических катионов, а тетраэдрические катионы «аномально» приближаются к основаниям тетраэдров. В идеальных структурах слюдистого типа межслоевой катион ( $M$ ) должен находиться в 12-кратной координации, т. е. в гексагональной призме, образованной кислородами двух смежных тетраэдрических сеток. Такая координация строго не достигается и лишь сравнительно редко наблюдается близкая к ней, главным образом, в структурах некоторых триоктаэдрических (высокожелезистый биотит) и диоктаэдрических (селадонит и др.) слюд. У большинства ди- и триоктаэдрических минералов рассматриваемого типа межслоевой катион, вследствие дитригонального разворота оснований тетраэдров, имеет шестерную координацию в структуре. Толщина межслоевого промежутка ( $\eta$ ), т. е. расстояние  $O-O$  в слюдах, определяется природой содержащегося в нем катиона, а также структурными особенностями минерала. В диоктаэдрических слюдах с крупным катионом  $K$  в межслоевых промежутках, в частности в мусковитах,  $\eta \approx 0,34$  нм. В селадоните оно уменьшается до 0,32 нм, что объясняется отсутствием дитригонального разворота оснований тетраэдров в его структуре. Триоктаэдрические слюды с катионом  $K$  в межслоях также характеризуются небольшими углами разворота оснований тетраэдров, однако относительное приближение протонов  $H$  октаэдрической сетки к катионам  $K$  обуславливает увеличение межслоевых промежутков до 0,34—0,35 нм. Меньший размер катиона  $Na$  по сравнению с  $K$  приводит в паргонитах к сокращению толщины межслоевых промежутков до 0,3 нм. Соответственно при близком к  $Na$  размере катиона  $Ca$  возрастание силы взаимодействия катион—кислород, вследствие увеличения валентности последнего, приводит в  $Ca$ -слюдах, например в маргаритах, к дополнительному уменьшению величины  $\eta$  примерно до 0,28 нм.

Одним из важных свойств слюд является возможность выноса из их структуры межслоевых катионов, особенно  $K$ , с заменой их на  $Na$ ,  $Ca$  и  $Mg$  и молекулы воды. Кроме того, у частично гидратированных слюд между слоями может, вероятно, находиться гидроксоний —  $H_3O$ . Среди слюд легче теряют  $K$  триоктаэдрические

разновидности, что связано с более значительным расстоянием К—О в их структуре и образованием в межслоевом промежутке крупных дитригональных пустот. Для ди- и триоктаэдрических структур рассматриваемого типа высота элементарного слоя (определяемая толщиной октаэдрической и двух тетраэдрических сеток, а также межслоевого промежутка) в зависимости от размера катиона возрастает от 0,975 нм с Na катионом (парагонит) и 0,997 с Ca катионом (маргарит, ксантофиллит) до 1 нм с K катионом (мусковит, биотит, флогопит, лепидолит и другие слюды).

Трехэтажные слои, кроме того, могут не иметь жесткой связи. В таком случае между слоями могут располагаться молекулы воды и обменные катионы (главным образом, Na, Ca и Mg), причем характер распределения водных группировок в межслоевом пространстве зависит от природы октаэдрической сетки (ди- или триоктаэдричности ее) и типа обменного катиона.

В частности, разновидности отдельных слоев трехэтажного типа в рассматриваемых структурах, преимущественно с триоктаэдрическим мотивом заселения октаэдрических сеток, характеризуются относительно высокой степенью замещения Si на Al в тетраэдрах, что определяет довольно значительную величину их отрицательного заряда (0,6—0,9). Компенсация этого заряда обеспечивается наличием в межслоевых промежутках их структуры сочетаний (примерно в равном количестве) упорядоченных группировок преимущественно Mg с шестью молекулами  $H_2O$  и свободных молекул воды. Такие структуры относятся к вермикулитовому типу. Высота элементарного слоя этой структуры составляет 0,144 нм.

Близкие к рассмотренным выше слои трехэтажного типа (по составу и характеру октаэдрического заполнения), но с более низким зарядом тетраэдров (0,25—0,6) содержат относительно меньшее количество в межслоевых промежутках молекул  $H_2O$ , находящихся в октаэдрической координации с Mg. Это приводит к некоторому уменьшению общей высоты слоя (до 0,143 нм) и значительному снижению прочности связи между силикатными слоями. Указанные особенности этих слоев, и особенно межслоевых промежутков, приводят к образованию структуры сапонита.

В то же время трехэтажные слои при отсутствии или весьма низкой степени замещения Si и Al в тетраэдрах, однако при широком гетеровалентном изоморфизме в октаэдрических сетках (на основе Al и  $Fe^{3+}$ ) могут содержать в межслоевых промежутках один или два молекулярных слоя воды соответственно с Na и Ca в качестве обменных катионов. Указанный состав и способ соединения этих низкозарядных (от 0 до 0,25) слоев соответствуют структуре монтмориллонита, т. е. минерала диоктаэдрического типа. Высота слоев у этого минерала с Na и одним молекулярным слоем воды равна 1,24, а с Ca и двумя слоями воды — 1,54 нм.

Следует отметить, что наибольшее влияние на особенности взаимодействия слоев оказывает отрицательный заряд, расположенный ближе к поверхности трехэтажного слоя, т. е. связанный с тетраэдрическими сетками. При этом в структурах вермикули-

тового, и особенно монтмориллонит-сапонитового, типа связь между слоями за счет наличия в межслоевых промежутках водных группировок или прослоек значительно ослаблена и такие промежутки могут менять свою высоту, т. е. структуры являются лабильными, или разбухающими.

Четырехэтажные, или  $2:1+0:1$  ( $2:2$ ), пакеты состоят из жестко соединенных между собой одного трехэтажного (талькоподобного) и дополнительного одноэтажного (бруситоподобного) слоев, образуя структуру хлоритового типа. Компенсация зарядов отдельных сеток этой структуры имеет тот же характер, что и в бертьерине. Это обусловлено тем, что в структуре хлорита базальные кислороды Si-Al-тетраэдров также приближены к ОН-группам октаэдрических гидроксильных сеток, а тетраэдрические катионы смещены в сторону «немостиковых» анионов. Такие четырехэтажные пакеты скрепляются между собой в структуре хлоритовых минералов посредством H-связей. Наиболее распространены среди  $2:1+0:1$  слоистых силикатов три-, реже диоктаэдрический типы структур, в которых трехэтажные слои имеют талько- либо пиррофиллитоподобную, а одноэтажные — брусито- либо гидраргиллитоподобную природу. Кроме того, структуры на основе рассматриваемых пакетов могут состоять из сочетания ди- и триоктаэдрических слоев. Высота четырехэтажного пакета у триоктаэдрических разновидностей хлоритов составляет 1,42 нм, а у ди-три- (или триди) и собственно диоктаэдрических — 1,4 нм или даже несколько меньше.

Среди глинистых минералов также широко распространены структуры, представленные сочетанием различных типов неразбухающих и разбухающих слоев, что обуславливает возникновение смешанослойных образований (минералов). Это связано с полярностью отдельных слоев в их структуре вследствие различной степени замещения Si на Al и неодинаковой величины отрицательно заряда противоположных тетраэдрических сеток.

По характеру сочетания слоев и межслоевых промежутков смешанослойные образования можно разделить на два класса. К наиболее распространенному относятся минералы, в структуре которых сочетаются однотипные алюмосиликатные  $2:1$  слои и различные по природе, составу и строению межслоевые промежутки, включая слои  $0:1$  различного типа. Менее распространены смешанослойные образования из разнотипных слоев ( $2:1$  и  $1:1$ ). В первом случае переслаиваются слюда-монтмориллонито-вермикулито- и талькоподобные пакеты; во втором — монтмориллонито- и каолинитоподобные слои. Известны, кроме того, трехкомпонентные смешанослойные образования этого класса.

По характеру чередования различных межслоевых промежутков среди смешанослойных образований выделяются неупорядоченные, строго упорядоченные и с тенденцией к упорядоченности разновидности. При неупорядоченном чередовании различных слоев в структуре какая-либо закономерность в их повторяемости отсутствует. Неупорядоченные смешанослойные образования широко

ко распространены в природе, особенно среди наиболее тонкодисперсных глинистых минералов в относительно молодых отложениях. Частично упорядоченные смешанослойные образования часто присутствуют в осадочных породах древнего возраста. Реже встречаются упорядоченные смешанослойные образования, многие из которых имеют специальные названия (ректорит, тосудит, корренсит и т. д.).

К особому типу комбинации слоев относятся слоисто-цепочечные, или слоисто-ленточные, структуры (группа сепиолита — палыгорскита), которые состоят из сеток (с переменной обращенностью) кремнекислородных тетраэдров (аналогично пироксенам и амфиболам), связанных с гидроксилами и кислородами Mg или Mg-Al октаэдрических лент.

### Политипизм

Важной особенностью слоистых силикатов является, кроме того, возможность различного взаимного расположения слоев одного и того же химического состава в их структуре. При этом однотипные слои могут иметь различную относительную ориентировку и смещение по отношению друг к другу. Структуры с различным периодом повторяемости слоев определяют явление политипии, представляющее частный случай полиморфизма минералов.

Возможность образования политипных модификаций слоистых силикатов связана с более низкой симметрией расположения атомов в целом всего слоя по сравнению с симметрией его поверхности (анионами кислорода). Симметрия поверхности оснований тетраэдров допускает развороты гексагональных сеток на  $60^\circ$ , что не влияет на характер упаковки смежных кислородных сеток, но изменяет взаимное расположение катионов и других атомов отдельных слоев. Политипизм минералов имеет исключительно важное значение, так как он отражает их генетические особенности и геохимические и термобарические условия среды минералообразования. Способ наложения слоев определяет (при одном и том же составе) форму и размеры элементарной ячейки. Параметры элементарной ячейки, которая при многослойном политипе может включать целое число субъячеек, оцениваются линейными размерами осей  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и углами между ними:  $\alpha$  (между  $b$  и  $c$ ),  $\beta$  (между  $c$  и  $a$ ),  $\gamma$  (между  $a$  и  $b$ ). Оси  $a$  и  $b$  выбираются параллельно слою, а  $c$  характеризует направление и период чередования слоев. У слоистых силикатов  $b \approx a\sqrt{3}$ , причем значение  $b$  зависит от состава тетра- и октаэдрической сеток и межслоевого промежутка.

Наиболее распространенными типами кристаллических решеток структур из слоев 1:1 и 2:1 являются моноклинная ( $M$ ), триклинная ( $TC$ ), тригональная ( $T$ ), орторомбическая ( $O$ ), гексагональная ( $H$ ) и ромбоэдрическая ( $R$ ). Для маркировки политипов обычно используются предложенные Л. Рамсделлом символы, где на первом месте стоит цифра, обозначающая количество слоев, содержащихся в элементарной ячейке и соответствующих периоду

повторяемости, затем буква, означающая тип решетки (сингонию). Подстрочные индексы (1 и 2) указывают, с какими осями (1-й или 2-й) третья из них составляет угол  $\neq 90^\circ$ . В случае частично беспорядочного расположения слоев для однослойной моноклинной модификации употребляется обозначение  $1M_d$ .

Большой вклад в разработку теории политипии внес Б. Б. Звягин и др. [3]. В частности, он рассматривает политипные модификации как последовательность наложения (взаимного расположения) слоев, имеющих различные смещения относительно друг друга, при условии их периодичности и однородности. Для минералов из диоктаэдрических (1:1) слоев им выведены 36 независимых политипов, из которых в природных и синтезированных фазах этой структурной группы установлено только четыре политипных модификации: каолинит  $1T$ , диккит  $2M_1$ , накрит  $2M_2$  и галлуазит  $2M_1$ . Соответственно для минералов из триоктаэдрических (1:1) слоев выведено 12 строго упорядоченных структур, разбитых по признаку кристаллохимической эквивалентности на четыре группы:  $A$ ,  $B$ ,  $C$  и  $D$ . К первой группе относятся, в частности, серпентины с однослойной тригональной ячейкой ( $1T$ ), ко второй — одно- и двухслойные серпентины  $1M$  и  $2M_1$  и к третьей и четвертой — серпентины  $2H$ ,  $6T$ ,  $6R$ . В каждой из этих групп пары смежных слоев характеризуются одинаковыми или близкими особенностями взаимного расположения катионов.

Классический вывод шести политипных модификаций слюд ( $1M$ ,  $2M_1$ ,  $2M_2$ ,  $3T$ ,  $2O$ ,  $6H$ ), осуществленный Дж. Смитом и Х. Йодером с соблюдением условия однородности структур, основан на вариации относительных ориентировок слоев. Эти политипы могут формироваться в условиях послойной кристаллизации. Фактически политипное разнообразие слюд шире и включает, кроме того, неоднородные последовательности слоев. Факторами, влияющими на возникновение политипизма, могут быть: внутренний структурный контроль, химический состав, условия образования, политипия минерала-предшественника (при твердофазовых трансформациях) и влияние процесса роста кристаллов. В природе чаще всего встречаются политипы  $1M$  — для триоктаэдрических слюд,  $2M_1$  и  $1M$  — для диоктаэдрических. Редко встречается политип  $3T$ , еще реже  $2M_2$  и весьма редко  $2O$ . Политип  $6H$  пока не встречен. Модификации  $1M$ ,  $2M_1$  и  $3T$  имеют относительные развороты слоев, кратные  $120^\circ$ . В модификациях  $2M_2$ ,  $2O$ ,  $6H$  смежные слои развернуты на  $\pm 60^\circ$ .

Для хлоритов, в структурах которых чередуются слои 2:1 и 0:1, даже при одинаковом химическом составе характерно большое разнообразие политипных модификаций. Например, С. Бейли и Б. Браун в 1962 г. вывели 12 одноpacketных политипов хлоритов из 6 типов пакетов, различающихся строением составляющих структуру слоев, возможностью смещения их относительно друг друга и вероятностью разных относительных ориентировок. Однако одинаковый состав слоев уменьшает вероятность формирования строго упорядоченных хлоритовых структур. Требование однород-

ности и энергетической выгодности также резко ограничивает число теоретически возможных политипов. В свою очередь, Б. Б. Звягин и др. [3] политипные модификации хлоритов разделяют на шесть групп: *A, B, C, D, E* и *F*. В пределах каждой структуры они могут различаться смещениями слоев и сеток в направлении оси *b*, кратными  $b/3$ , а каждая группа характеризуется определенной проекцией структуры политипа на плоскость *ac* и типом хлоритового пакета. Ими показано, что, как правило, наблюдаются полубеспорядочные политипные модификации (в последовательных пакетах смещения по оси *b* распределены беспорядочно). Чаще всего встречаются хлориты из пакетов *A*, реже из пакетов *D, E* и *F*, а политипы из пакетов *B* и *C* пока не наблюдались. В зарубежной литературе получили распространение обозначения политипов, предложенные С. Бейли:  $11b-2n$  ( $\beta=97^\circ$ ),  $11a-2n+1$  ( $\beta=97^\circ$ ),  $11a-2n$  ( $\beta=90^\circ$ ),  $1b-2n+1$  ( $\beta=90^\circ$ ),  $1a-2n$  ( $\beta=97^\circ$ ),  $1b-2n$  ( $\beta=97^\circ$ ), которые расположены в порядке, соответствующем *A, B, C, D, E, F* и более ранним обозначениям Б. Б. Звягина:  $\sigma$ ,  $|\sigma|$ ,  $\sigma'$ ,  $\sigma'$ .

Для полного описания политипных модификаций слоистых силикатов Б. Б. Звягин в 1979 г. предложил следующие символы относительного смещения сеток:  $s_i$  — для внутрислоевых и  $t_k$  — для межслоевых. Эти символы заменили ранее предложенные символы  $\sigma_i$  и  $\tau_k$ , являющиеся, как показал опыт их использования, более сложными для изображения в печатных работах. При этом  $s_i = \sigma_i$ , а  $t_k = -\tau_k = \tau_{k+3}$ , где  $i, k = 1, 2, \dots, 6, 1, 2, \dots$ .

Причины образования той или иной модификации пока еще недостаточно выяснены. Однако уже сейчас во многих случаях можно успешно использовать типоморфные особенности ряда структур слоистых силикатов в процессе их комплексного исследования. Накапливается все больше данных о приуроченности тех или иных политипных модификаций минералов к определенным геологическим условиям их образования. Экспериментально установлена преемственность наследования новообразованными глинистыми минералами политипных особенностей исходных матриц, что имеет большое значение при решении общих вопросов генезиса слоистых силикатов в земной коре.

### 3. НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Вопросы номенклатуры и классификации глинистых минералов имеют весьма важное значение как при выборе методики изучения минералов, относящихся к определенным структурным типам, так и при установлении соотношений между ними в процессе различных генетических построений. На отдельных этапах развития минералогии разработка этих вопросов соответствовала уровню знаний о составе, строении и распространении филлосиликатов. Поэтому большой интерес представляет развитие, по мере накопления нового фактического материала и совершенствования мето-

дов исследования, представлений об объеме отдельных структурных групп и взаимоотношениях включаемых в них минеральных видов.

Достигнутые в последнее время успехи в области детального исследования структурных особенностей ранее известных глинистых минералов и в идентификации ряда новых разновидностей их дают возможность внести значительные дополнения в их систематику. Согласно предлагаемой нами схеме, глинистые минералы подразделяются на два типа, один из которых включает рентгеноаморфные и псевдокристаллические, а второй — кристаллические минералы. Первый тип объединяет только две группы (аллофана и имоголита). Подавляющая же масса глинистых минералов имеет кристаллическое строение и принадлежит в общей классификации (А. Г. Бетехтин) либо к подклассу с непрерывными слоями тетраэдров (слоистые силикаты), либо к подклассу с непрерывными цепочками тетраэдров  $\text{SiO}_4$  в кристаллической структуре (слоисто-цепочечные силикаты). В свою очередь, слоистые силикаты включают индивидуальные минералы и смешанослойные образования. Индивидуальные минералы кристаллического типа объединяют такие семейства, как 1:1, 2:1, 2:1:1 (2:2) и слоисто-цепочечные минералы. В каждом семействе в соответствии со структурными особенностями минералов выделяется несколько групп, содержащих, как правило, четко выраженные ди- либо триоктаэдрические разновидности. Следует, однако, отметить, что диоктаэдрические минералы в группах вермикулита и хлорита встречаются в природе сравнительно редко. Триоктаэдрические аналоги не установлены только в группе галлуазита. В то же время, благодаря успехам электронографии, в осадочных породах все чаще идентифицируются дисперсные разновидности триоктаэдрических минералов, в том числе двухэтажного типа.

Полученные в последнее время данные показали, что между ди- и триоктаэдрическими минералами имеются промежуточные ди-триоктаэдрические разновидности. Например, в структурах хлоритов трехэтажный слой может быть пиррофиллитоподобным, а одноэтажный — бруситоподобным. Кроме того, имеются структуры, в которых трехэтажные слои триоктаэдрические, а одноэтажные — диоктаэдрические. По данным химических анализов, промежуточные ди-триоктаэдрические разновидности имеются также в группе гидрослюд и слюдистых минералов ряда биотит — мусковит. Повидимому, более детальные исследования минералов с помощью структурного анализа позволят установить указанные переходные разновидности и в других группах глинистых минералов.

Смешанослойные минералы включают сочетания, состоящие из различных комбинаций разбухающих (в основном 2:1) и неразбухающих (1:1, 2:1 и 2:2) пакетов. Среди смешанослойных образований выделяются ди-, три-, а также ди-триоктаэдрические разновидности, однако последние встречаются чаще, чем среди индивидуальных минералов.

К сожалению, некоторые вопросы номенклатуры, а также терминологии пока до конца не разработаны. Нет четкости в использовании таких терминов, как «кандиды» и «смектиты». Если последний термин находит применение у некоторых авторов, то первый практически не используется, что создает неравноценность в обозначении отдельных групп глинистых минералов.

---

## II. ХАРАКТЕРИСТИКА И КОМПЛЕКСНАЯ ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

---

### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Для изучения глинистых минералов, содержащихся в том или ином количестве в различных породах (терригенных, карбонатных и галогенных), необходимо выделение их из указанных природных систем [7, 22]. Особое внимание следует уделять при этом чистоте проведения этого процесса, чтобы глинистый материал полностью соответствовал породе, к которой он относится. Так, при анализе извлекаемого из скважин керна необходимо тщательно следить за тем, чтобы исключалось загрязнение его глинистым материалом из промывочного (бурового) раствора.

Большое значение для получения достоверной информации о глинистых минералах имеет также удаление из пород всех видов органического вещества, карбонатов, сульфатов и окислов железа. При этом, учитывая интенсивное воздействие на многие глинистые минералы неорганических кислот, в частности соляной, которая наиболее широко применяется пока в диагностических целях, желательно использовать более слабые органические — уксусную, щавелевую или муравьиную.

При первичной дезинтеграции образцов пород и последующей диспергации агрегатов глинистых частиц, помимо механического дробления и растирания во влажном состоянии, следует применять ультразвуковую обработку.

Главное значение при идентификации глинистых минералов имеют дифракционные методы: рентгенография [29, 30] и электронография [3]. Для получения дополнительной информации, касающейся кристалломорфологических, кристаллохимических и других типоморфных особенностей глинистых минералов, а также характера распределения катионов и анионов в их структуре, используются, кроме того, растровая (РЭМ) и просвечивающая (ПЭМ) электронная микроскопия, дериватография, оптическая и ИК-спектроскопия, электронный парамагнитный, ядерный магнитный, ядерный гамма-резонанс и т. д.

Поскольку в осадочных породах наиболее распространены минералы кристаллического строения, а аморфные и псевдокристаллические встречаются значительно реже, ниже будут рассмотрены только минералы первого типа.

## 2. СЛОИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

### Семейство 1 : 1

Согласно используемой нами схеме, в семействе 1 : 1 глинистых минералов выделяются две группы: каолинита—серпентина и галлуазита. Кристаллическая структура диоктаэдрических минералов этих групп построена из слоев состава  $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ .

Одним из основных свойств минералов рассматриваемого семейства долгое время считалось отсутствие реакций с органическими наполнителями. Однако, как показано Э. В. Шаркиной [41], крупные молекулы некоторых полярных органических соединений (мочевина, карбамид, гидрозил, диметилсульфоксид и др.) могут внедряться в межслоевые промежутки структуры каолинита (процесс интеркаляции), что приводит к нарушению части водородных связей между отдельными пакетами минерала и увеличению свойственного ему основного межплоскостного расстояния до 1,12 нм.

К диоктаэдрическим разновидностям первой группы минералов относятся каолинит ( $1T_C$ ), диккит ( $2M_1$ ) и накрит ( $2M_2$ ). Они характеризуются наименьшими среди слоистых силикатов значениями параметров  $a$  и  $b$  элементарной ячейки. В осадочных породах наиболее распространен каолинит. На дифрактометрических кривых\* этот минерал характеризуется (рис. 3) серией рефлексов, кратных 0,715—0,720 нм (0,720; 0,358; 0,238 нм), из которых максимальную интенсивность имеют отражения 001 и 002. Минерал устойчив к обработке 10 %-ным раствором теплой (80 °С) HCl.

При нагревании минерала дегидроксиляция, сопровождаемая одновременным разрушением его структуры, происходит при 580 °С (рис. 4, а), что отражается в исчезновении рефлексов минерала на дифрактограммах образцов, прокаленных до температуры 600 °С.

Каолиниты резко различаются по степени совершенства структуры. Так, например, проведенное Э. В. Шаркиной [40] рентгеновское изучение каолинитов ряда месторождений УССР с использованием предложенной Д. Хинкли методики (рис. 5) показало, что уменьшение коэффициента совершенства ( $K$ ) от 1,45 до 0,80 сопровождается последовательным ухудшением псевдогексагональной формы кристаллов каолинита и повышением их дисперсности.

Необходимо отметить, что нередко наблюдаемые на дифрактограммах некоторых образцов базальные отражения 001 имеют значения больше 0,715 нм, достигая в ряде случаев 0,73 нм. Такое нарушение строгого периода по оси  $c$  связано, по-видимому, с присутствием в структуре минерала, относящегося к неупорядоченной разновидности, небольшого количества межслоевой воды и

\* В большинстве случаев дифрактограммы получены для ориентированных препаратов на стеклянных пластинках (при записи кривых с нагреванием до 600 °С включительно) и железных (при более высокой температуре). Кривые неориентированных препаратов отмечены в подрисуночных подписях особо.

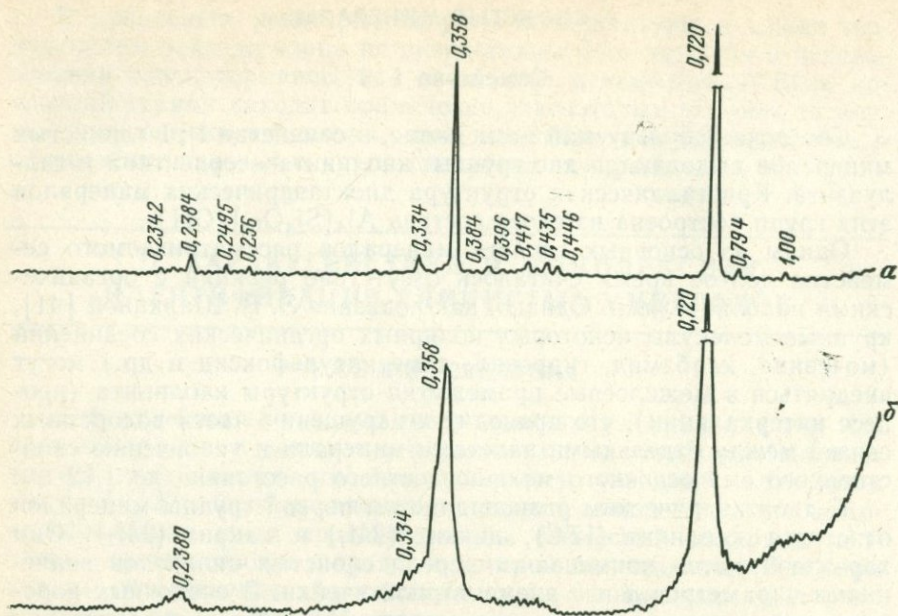


Рис. 3. Дифрактограммы воздушно-сухих образцов каолинита из Глуховецкого (а) и Глуховского (б) месторождений

поглощенных катионов, на что в 1969 г. указывали К. Ранге и др., приводящие для таких каолинитов, типа «fair-clay», следующую формулу:  $(K, H) \{Al_4[(Si_{4-x}Al_x)O_{10}](OH)_8\}$ , где  $x$  — изменяется от 0,08 до 0,12.

Возможность изоморфного замещения небольшой части Si на Al в тетраэдрической координации, приводящего к возникновению нескомпенсированных электрических зарядов у слоев 1 : 1, показана в 1978 г. Р. Гессом. В каолинитах также может присутствовать ничтожно малая изоморфная примесь железа.

Для каолинита характерна тенденция к образованию вдоль оси  $c$  сростков с весьма большим количеством элементарных слоев в виде так называемых «вермикулитоподобных» микроблоков, состоящих из сочлененных параллельно базисной плоскости псевдогексагональных кристаллов (рис. 6, а).

Высокая прочность и упорядоченность связи между OH-группами октаэдрических сеток одного слоя с O тетраэдрических сеток другого слоя подчеркивается наличием на кривых ИКС каолинита интенсивных узких полос поглощения с частотой 3620, 3650, 3670 и 3695  $cm^{-1}$  (рис. 7, а), обусловленных валентными колебаниями OH-групп в структуре минерала. Однородность Si-O-Al<sup>VI</sup>-связей в структуре минерала обуславливает также наличие очень высокой интенсивности полосы деформационных колебаний с частотой 545  $cm^{-1}$ . Эта полоса является в целом диагностической для всех диоктаэдрических минералов, но наибольшую интенсивность она

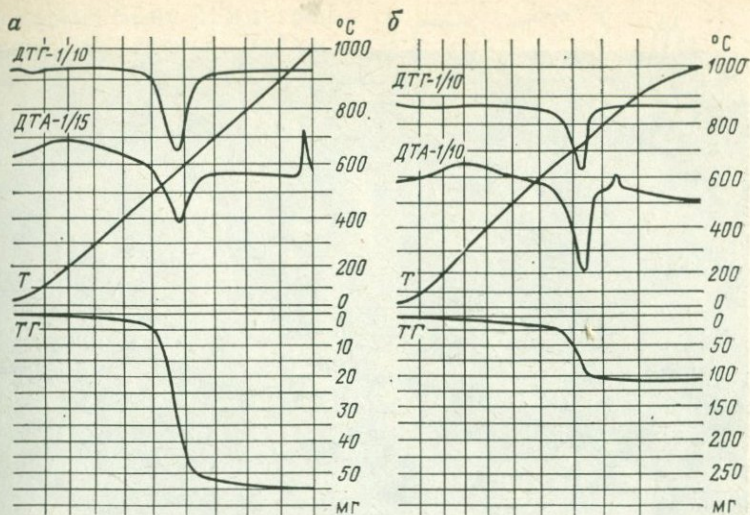


Рис. 4. Дериватограммы каолинита в воздушной среде (а) и серпентина в атмосфере азота (б).

Кривые: ДТГ — дифференциальная термогравиметрическая, ДТА — дифференциальная нагревания, Т — нагревания, ТГ — термогравиметрическая

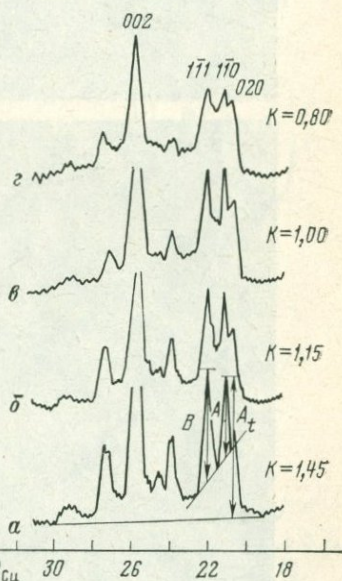


Рис. 5. Схема оценки степени совершенства  $[K=(A+B)/A_t]$  структуры каолинита из Глуховецкого (а), Просьяновского (б), Новоселецкого (в) и Глуховского (г) месторождений.

Интенсивности рефлексов: А —  $\overline{110}$ , В —  $\overline{111}$ ,  $A_t$  — общая от фона перед  $\overline{020}$  до  $\overline{110}$

имеет у структур исключительно с Al октаэдрами. Кроме того, для каолинита характерно присутствие в ИК-спектрах полос валентных колебаний Si-O-связи с частотами 915, 940, 1010, 1035 и 1100  $\text{см}^{-1}$ .

Для каолинита характерна низкая емкость обмена, зависящая от дисперсности его частиц, с повышением которой увеличивается количество вакансий и оборванных связей, а также других дефектов в их структуре.

К триоктаэдрическим аналогам каолинита относятся минералы с серпентиновой структурой. Они либо, как каолиниты, не имеют

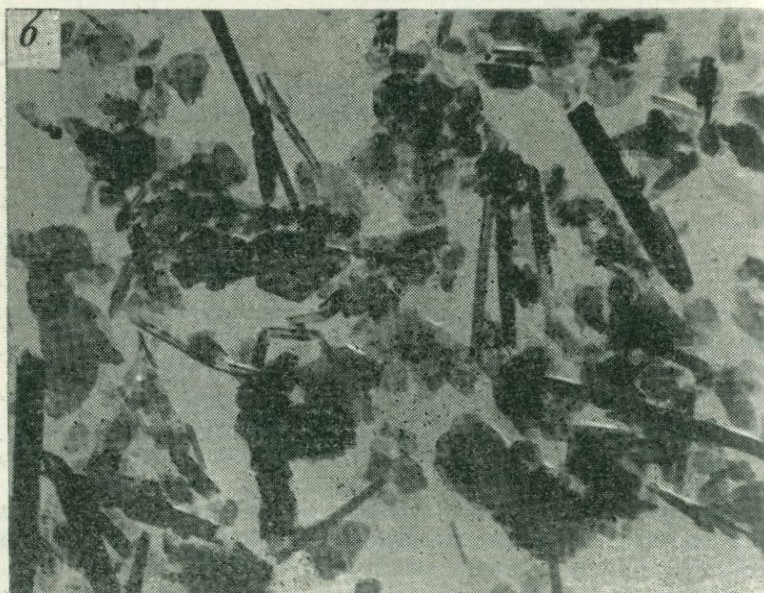


Рис. 6. Электронные микрофотографии каолинита (а) и галлуазита с примесью каолинита (б):  
а — РЭМ, ув. 3000; б — ПЭМ, ув. 12 500

замещения Si на Al в тетраэдрических сетках (главным образом, лизардит и антигорит, относящиеся к пластинчатой, и хризотил, принадлежащий к волокнистой разновидности этой подгруппы минералов), либо, как хлориты, содержат в тетраэдрах не только Si, но и Al (бертьерины). В связи с этим, первые характеризуются кристаллохимической формулой  $Mg_6[Si_4O_{10}] \times \times (OH)_8$ , а вторые —  $(Fe^{2+}, Mg, Al)_6 \cdot [(Si, Al)_4O_{10}] \times \times (OH)_8$ .

На дифрактометрических кривых пластинчатого серпентина из кимберлитовых пород Якутии, который почти не содержит примеси других минералов, наблюдается (рис. 8, а) серия базальных рефлексов, кратных 0,73 нм (0,73; 0,365; 0,243 нм), среди которых максимальной интенсивностью обладают отражения со значением 0,73 и 0,365 нм. Волокнистая разновидность отличается, кроме того, присутствием на дифрактограммах как неориентированных, так и, самое главное, ориентированных препаратов широких полос дифракции с межплоскостными расстояниями 0,45—0,415 и 0,25—0,215 нм. При этом соотношение их с отражениями, кратными 0,73 нм, практически не изменяется [26]. Структура серпентинов не разбухает при насыщении органическими наполнителями. Однако, в отличие от диоктаэдрических минералов рассматриваемой группы, серпентины растворяются в теплой (80 °С) HCl.

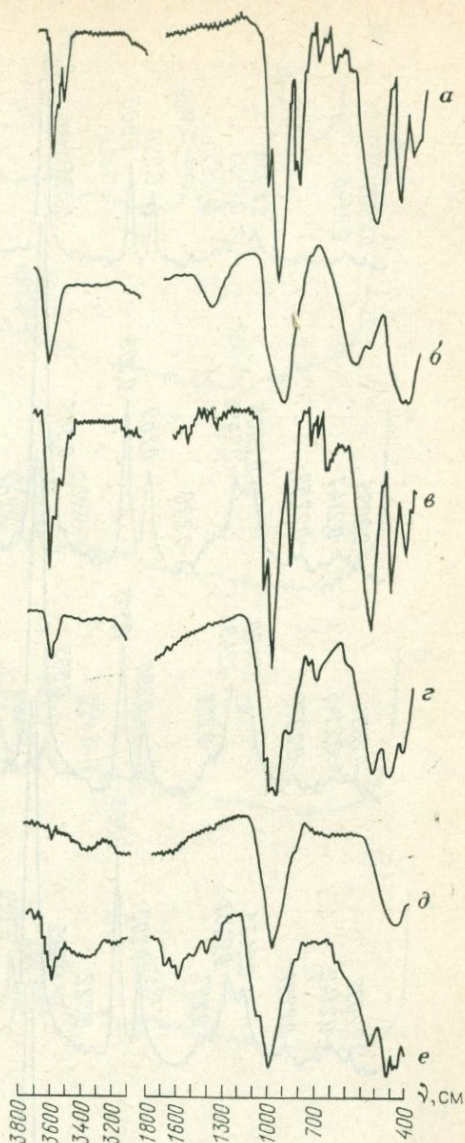
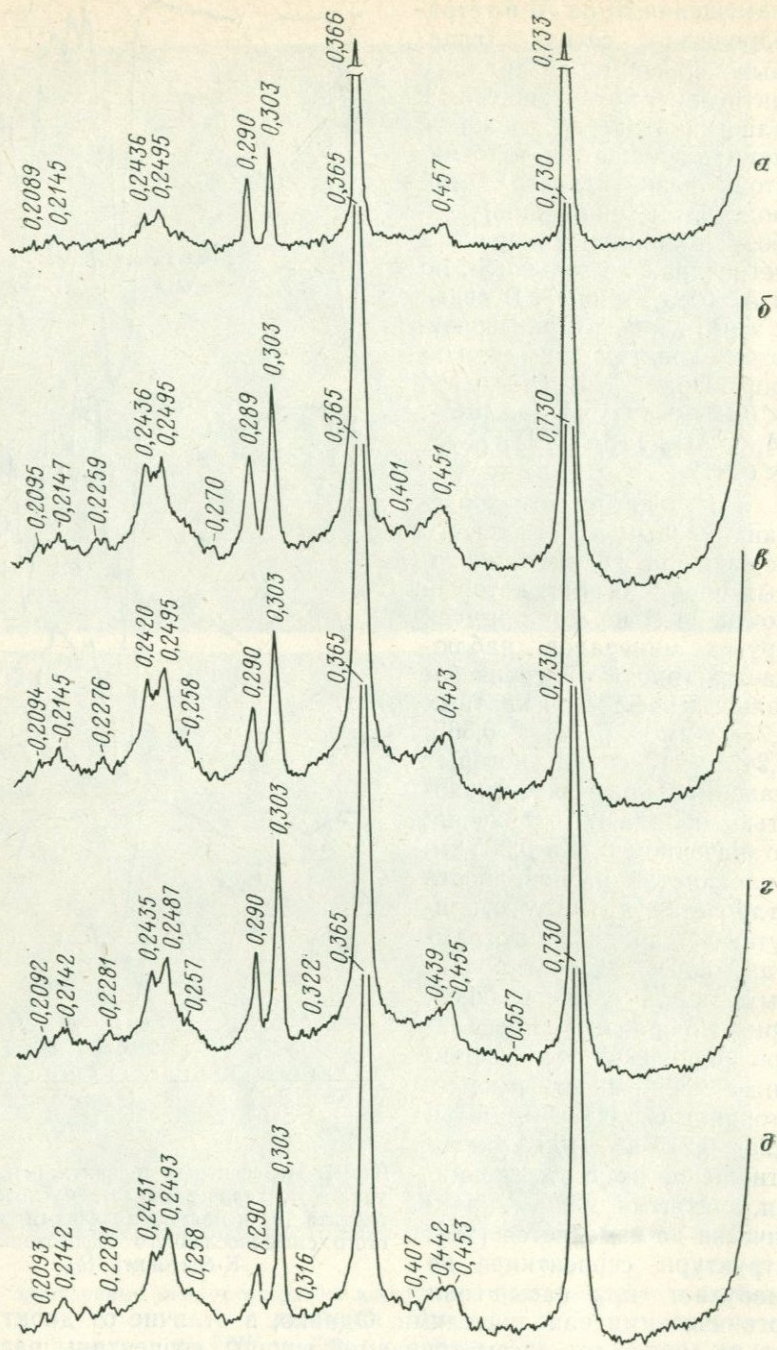


Рис. 7. ИК-спектры каолинита (а), серпентина (б), галуазита (г), мусковита (з), биотита (д) и монтмориллонит-гидротермального смешанослойного образования, типа К-бентонита (е)



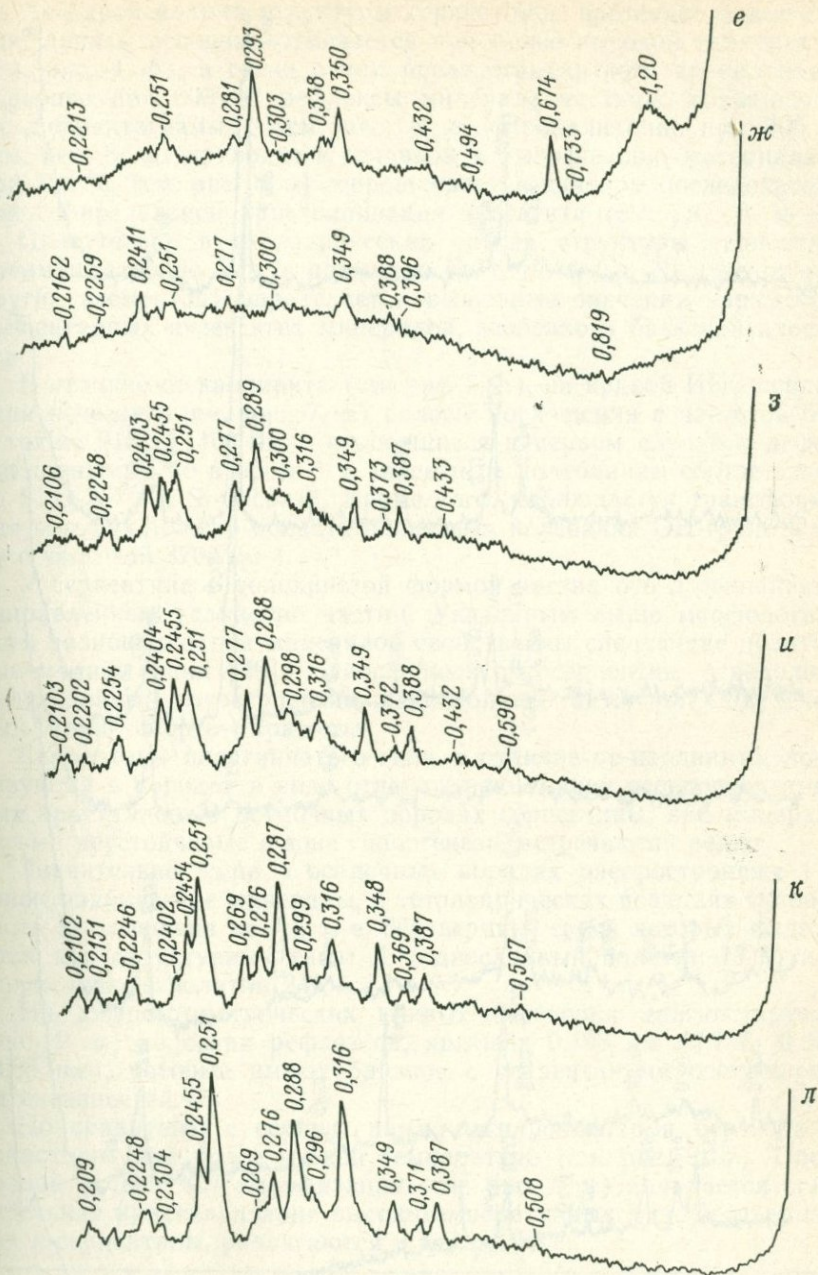


Рис. 8. Дифрактограммы неориентированных препаратов серпентинизированных включений из гранатового серпентинита Западной Якутии:

а — воздушно-сухой образец; б—л — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°С): б — 100, в — 300, г — 400, д — 500, е — 600, ж — 700, з — 800, и — 900, к — 1000, л — 1100

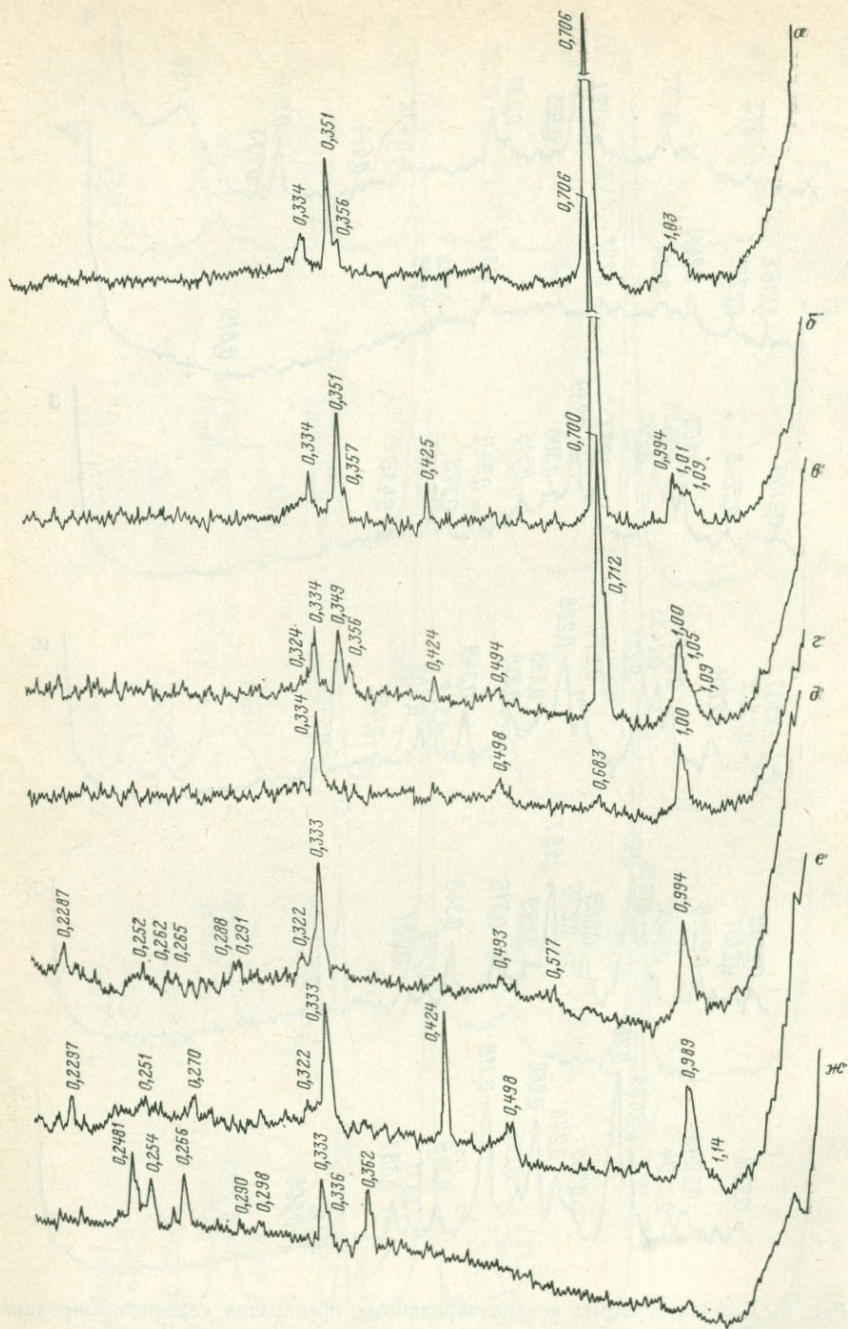


Рис. 9. Дифрактограммы ассоциации из бертьерина и каолинита с небольшой примесью гидрослюд и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного

Дегидроксиляция структуры серпентинов протекает в две стадии, причем основная отмечается при более высокой температуре (см. рис. 4, б), в связи с чем после стандартного прокаливания образцов при 600 °С рефлексы минерала частично сохраняются на дифрактограммах (см. рис. 8, е). Прокаливание при 700 °С (см. рис. 8, ж) приводит в основном к аморфизации материала, а при 800 °С (см. рис. 8, з) сопровождается началом последовательной собирательной кристаллизации энстатита (см. рис. 8, и—л).

Присутствие в октаэдрических сетках структуры серпентина преимущественно Mg (с примесью Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Co, Ni и некоторых других элементов) определяет повышенные значения параметров элементарных ячеек этих минералов, особенно в базисной плоскости.

В отличие от каолинита (см. рис. 7, а), на кривой ИКС серпентина исчезают (см. рис. 7, б) полосы поглощения с частотой 545, а также 915 и 1100 см<sup>-1</sup>, относящиеся в первом случае к деформационным, а во втором — к валентным колебаниям соответственно Si-O-Al<sup>VI</sup>- и Si-O-связи. Кроме того, наблюдается трансформация четырех полос в области валентных колебаний OH-групп в одну с частотой 3700 см<sup>-1</sup>.

У серпентина с волокнистой формой частиц ось *a* совпадает с направлением удлинения частиц. Указанным выше морфологическим разновидностям минералов свойственны следующие политипные модификации [29]: однослойный ортосерпентин (лизардит), шестислойный ортосерпентин, однослойный антигорит, двухслойный (клино- и орто-) хризотил.

Серпентины пластинчатого типа, в отличие от каолинита, локализуются в породах в виде относительно тонких псевдоизометричных кристаллов. В осадочных породах серпентины, как минералы весьма неустойчивые в зоне гипергенеза, встречаются редко.

Значительно чаще в осадочных породах распространены 1:1 триоктаэдрические минералы, в тетраэдрических позициях которых часть Si замещена на Al, т. е. бертьерины, среди которых выделяются два структурных типа: А (однослойный политип 1ТС) и В (двухслойный политип 2M<sub>1</sub>).

На дифрактометрических кривых бертьерин диагностируется (рис. 9, а) по серии рефлексов, кратных 0,705 нм (0,705; 0,352; 0,235 нм), которые имеют близкое с серпентинами соотношение интенсивностей.

По сравнению с серпентинами, дегидроксиляция бертьеринов происходит при более низкой температуре (см. рис. 9, д). После полной (к 800 °С) аморфизации (см. рис. 8, е) начинается собирательная кристаллизация высокотемпературных фаз. Бертьерины, как и серпентины, разлагаются в теплой HCl.

---

образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов из нижнелегированных отложений скв. № 1 Камышевой площади Предкавказья (глуб. 3079—3080 м):

а — воздушно-сухой образец; б—ж — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°С): б — 200, в — 350, г — 500, д — 600, е — 700, ж — 850

В связи с довольно широким изоморфизмом в октаэдрических сетках структуры, бертьерины имеют весьма непостоянный состав. В частности, среди идентифицированных нами в осадочных породах девона Волгоградского правобережья и рифея Енисейского кряжа бертьеринов встречаются разности с весьма различным содержанием  $Fe^{2+}$  и  $Mg$  [25]. Наибольшие значения параметров  $a$ , и особенно  $b$ , элементарной ячейки наблюдаются у бертьеринов, в октаэдрических позициях которых резко преобладают крупные катионы  $Fe^{2+}$ .

Кристаллы бертьерина аналогично частицам других пластинчатых минералов триоктаэдрического типа [32] имеют сравнительно небольшую толщину, однако в отличие от них имеют типичную розетковидную форму.

Во вторую группу семейства 1:1 объединяются весьма редко встречающиеся в осадочных породах такие диоктаэдрические ми-

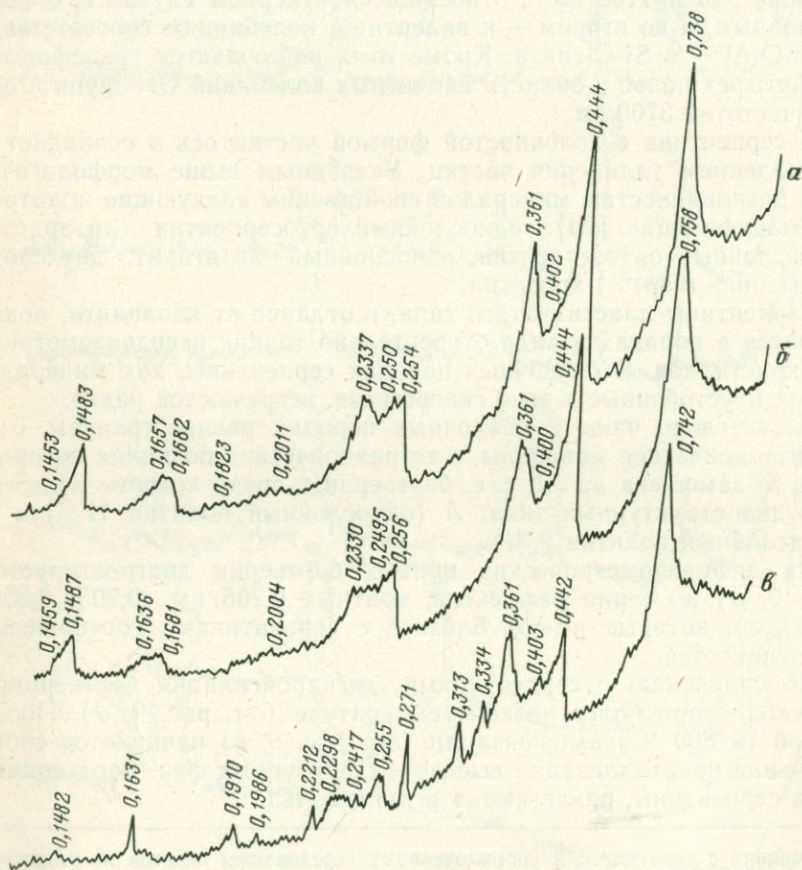


Рис. 10. Дифрактограммы воздушно-сухих образцов галлуазита из коры выветривания Приазовья (а), Журавлинского месторождения бокситов (б) и Белоусовского Zn-Cu-месторождения (в)

нералы, как метагаллуазит и гидрогаллуазит, имеющие удлиненную зонально-призматическую форму кристаллов (см. рис. 6, б). Между отдельными каолинитоподобными слоями в структуре этих минералов расположены обводненные участки, содержащие либо два, либо четыре молекулярных слоя  $H_2O$ .

В связи с указанной морфологией частиц, на дифрактометрической кривой метагаллуазита (рис. 10), который встречается в природе чаще, чем гидрогаллуазит, наблюдаются рефлексы со значением 0,715; 0,357 нм и др. (с близким к каолиниту соотношением интенсивностей). Эти отражения могут быть отождествлены с серией 001 каолинита. Однако на дифрактограммах галлуазита при всех видах съемки присутствуют также широкие дифракционные полосы со значением 0,445—0,440 и 0,255—0,233 нм.

Особенности распределения воды, образующей островковую структуру межслоевого промежутка, определяют весьма низкую упорядоченность структуры минералов группы галлуазита (см. рис. 7, в).

Выделяемый ранее триоктаэдрический аналог галлуазита — купрогаллуазит, согласно новым данным, представляет смесь обычного диоктаэдрического галлуазита и хризоколлы [4].

## Семейство 2 : 1

Это семейство включает следующие группы минералов: гидрослюд, вермикулита и монтмориллонита—сапонита.

К наиболее распространенным диоктаэдрическим минералам группы гидрослюд относятся: гидромусковит, фенгит, гидропарогонит, глауконит, салатонит и сколит.

В кристаллической решетке первичных слюд, вследствие кристаллизации их на магматической и постмагматической стадиях, вакансии структурных и межслоевых катионов и другие дефекты играют относительно небольшую роль. В связи с этим, указанные минералы обладают, как правило, высокой степенью совершенства структуры, что отражается в первую очередь в наличии на дифракционных картинах (рис. 11) сильных и четких рефлексов с соотношением интенсивностей, определяемых кристаллохимическими особенностями отдельных минералов [29, 30]. Структурные модификации слюд, определяемые, главным образом, мотивом заполнения октаэдрических сеток и степенью изоморфного замещения в них катионов, обуславливают специфику их ИК-спектров. Кроме того, ИК-спектры слюд существенно отличаются от спектров соответствующих им ди- и триоктаэдрических аналогов двухэтажного типа, особенно в области валентных колебаний ОН-групп. Так, в порошковых препаратах (см. рис. 7, з) мусковит по сравнению с каолинитом (рис. 7, а) и галлуазитом (рис. 7, в) имеет только одну полосу поглощения с частотой  $3630\text{ см}^{-1}$ , а биотит (см. рис. 7, д) и флогопит, в отличие от серпентина (см. рис. 7, б), характеризуются практически полным отсутствием полос в этой области.

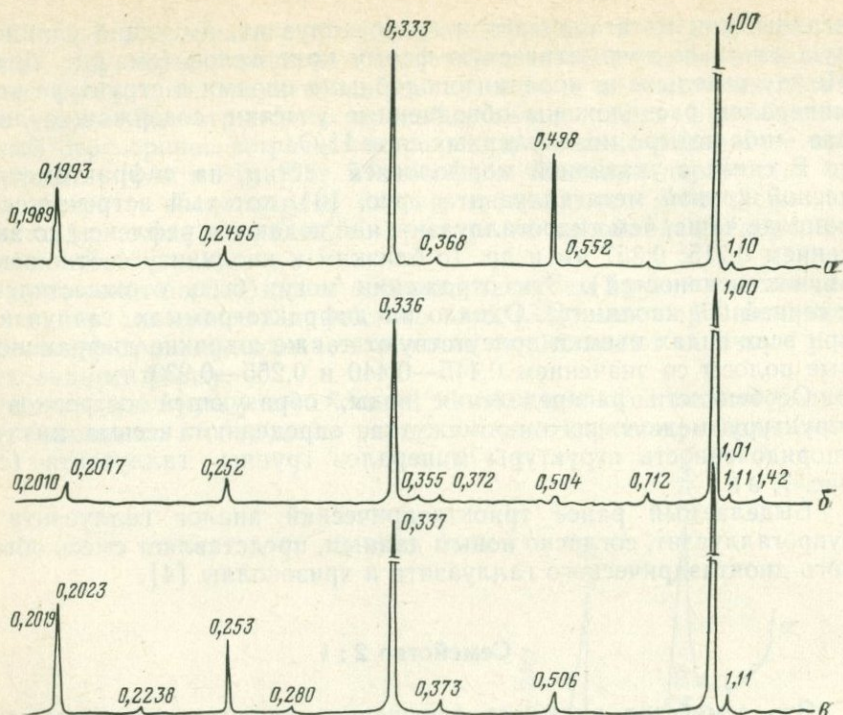


Рис. 11. Диффрактограммы воздушно-сухих образцов ди- (а) и триоктаэдрических (б, в) слюд:

а — мусковит, б — биотит, в — флогопит

В свою очередь, под гидрослюдой следует понимать минерал, структура которого состоит из трехэтажных алюмосиликатных слоев, содержащих также  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg и Mn. Указанные слои в основном жестко соединены К, однако до 20 % их могут иметь лабильные межслоевые промежутки. Последнее обусловлено тем, что, по сравнению с собственно слюдами, гидрослюда характеризуется некоторым дефицитом указанного катиона. Кроме того, ей свойственно наличие ряда других дефектов (главным образом, вакансий структурных катионов). В результате этого рефлексы гидрослюды на дифрактометрических кривых (рис. 12, а и 13, а) имеют более значительную ширину на половине высоты (ПШПВ), чем у слюд. В свою очередь, отражения со значением около 1 нм (у К-слюд, т. е. в основном мусковитового, биотитового и флогопитового типа) или 0,975 нм (у Na-слюд, т. е. парагонитового типа) характеризуются со стороны меньших углов  $\theta$  некоторой асимметрией. Интенсивность проявления ее определяется количеством разбухающих пакетов в структуре ассоциирующей с ней смешанослойной фазы. На основе указанных особенностей профиля основного рефлекса гидрослюд может проводиться оценка сравнительной степени их гидратации. Для этого используются обычно мето-

дики, предложенные Ч. Уивером в 1956 г. и Б. Кублером в 1964 г. При насыщении гидрослюд органическими наполнителями (см. рис. 12, б, в и 13, б, в) указанная асимметрия лишь смещается к его основанию. При этом не наблюдается, однако, четко выраженного рефлекса разбухающей фазы.

Почти не изменяется дифракционная картина минерала также после прокаливания образца при 600 °С (см. рис. 12, г, и 13, г), хотя, как показывают данные дериватографии, в интервале 500—750 °С (с наибольшей скоростью при 630 °С) теряется вся вода у гидрослюд 1М (рис. 14, а) и в интервале 550—850 °С (с максимальной скоростью при 700 °С) у гидрослюд 2М<sub>1</sub> (см. рис. 14, б), что, однако, сопровождается сохранением их кристаллической структуры. Разрушение обезвоженной структуры гидрослюд происходит лишь после нагревания образцов до 850—900 °С.

Гидрослюда стабильна также к обработке ее 10 %-ным раствором теплой (80 °С) HCl (см. рис. 12, д и 13, д), хотя на кривых ИКС гидрослюд (рис. 15, обр. I и II) после указанной обработки их происходит уширение основной полосы поглощения валентных колебаний Si-O-связи с частотой около 1030 см<sup>-1</sup> (см. рис. 15). Такой эффект, как показывают данные сравнительного спектрального анализа фракции мельче 0,001 мм исходных пород рифея Охотского массива до и после обработки ее HCl, а также сухого остатка отработанной кислоты и промывных вод, обусловлен частичным выносом из структуры гидрослюд в основном двухвалентных катионов, особенно Са, а также ряда других [32]. Это подчеркивается тенденцией к сжатию кристаллической решетки обработанных HCl гидрослюд в процессе последующего прокаливания их при 600 °С, что наиболее четко проявляется в появлении асимметрии рефлекса со значением 0,333 нм (см. рис. 12, е и 13, е).

В структуре гидрослюд замещение К молекулами воды и обменными катионами происходит, по-видимому, не в пределах всего объема отдельных межслоевых промежутков, а носит «островковый» характер.

Гидрослюды, связанные с деградацией в корях выветривания первичных слюд [11], наследуют политипные модификации последних. Поэтому в осадочных породах переотложенные разности этих минералов могут характеризоваться как политипом 1М, так и 2М<sub>1</sub>. Большое значение имеют в осадочных породах также минералы слюдистого типа, имеющие аутигенное происхождение (глауконит, селадонит, сколит). Этим минералам присущи в основном политипы 1М и 1М<sub>д</sub>.

В погребенных реликтах некоторых разновидностей кор выветривания, в частности на содержащих биотит изверженных и метаморфизованных породах фундамента Сибирской платформы, установлено также развитие политипной модификации 3Т и в отдельных разрезах присутствие весьма редкой разновидности политипа 1М (С2) из нецентросимметричных слоев.

Минералы группы гидрослюд отличаются весьма широким изоморфизмом за счет частичного замещения Al на Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mg и

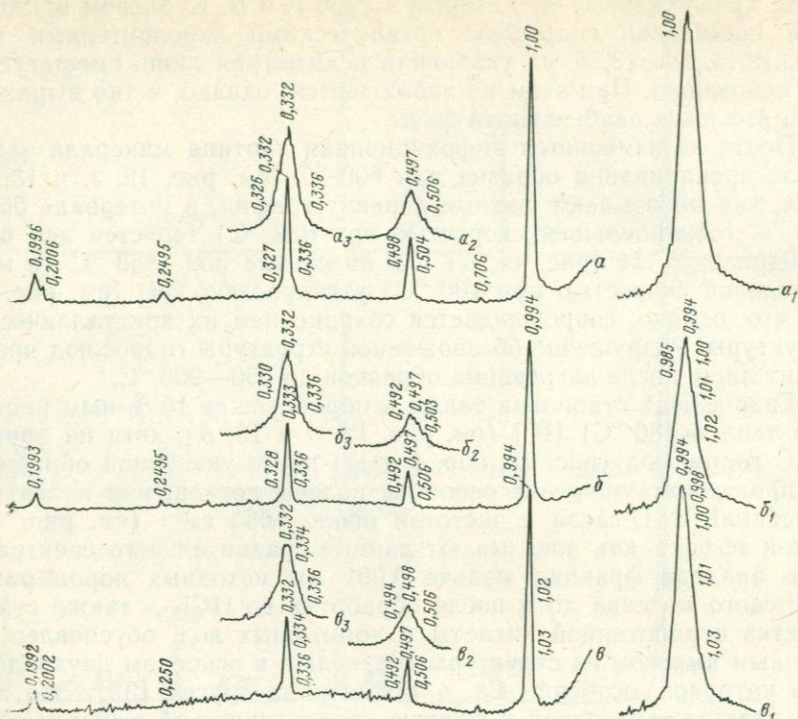
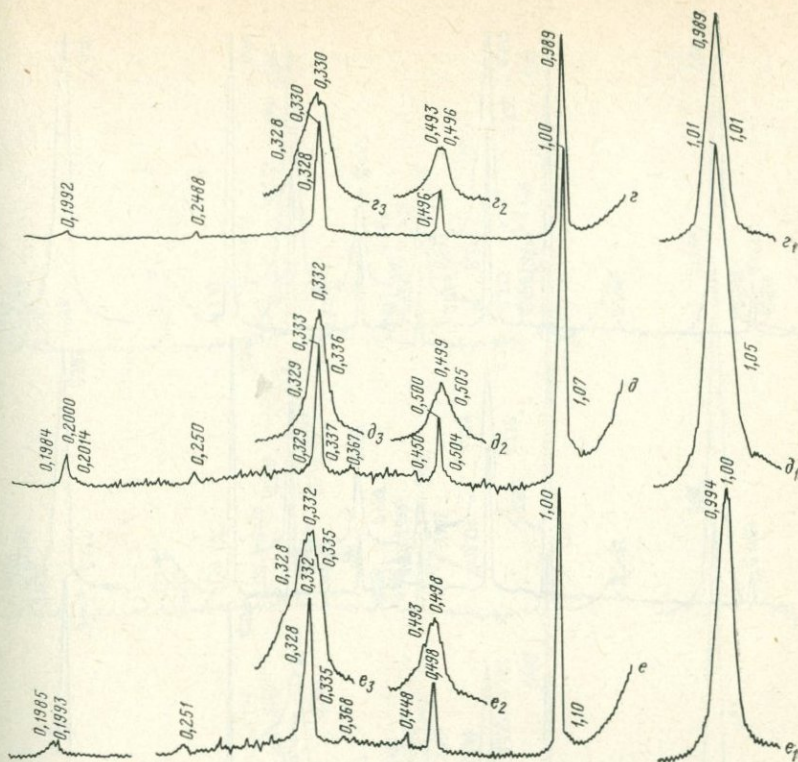


Рис. 12. Дифрактограммы гидрослюды 1M из слабо  
 а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; в — насыщенный глицери  
 HCl; г — обр. д, прокаленный в течение 2 ч при 600 °С. Скорость

Mn в октаэдрических и Si на Al и Fe<sup>3+</sup> в тетраэдрических позициях. Особенно важное значение имеют замещения в тетраэдрах, причем в наиболее распространенных в природе поли типах 1M и 2M<sub>1</sub>, как показал в 1977 г. О. В. Сидоренко, в первом случае Al замещает только около 0,55 Si, а во втором — до 1,10. Поэтому по кристаллохимическим особенностям в группе гидрослюд осадочных пород, согласно полученным в 1975 г. А. Г. Коссовской и В. А. Дрицем данным, могут быть выделены семь разновидностей. Последние различаются либо по величине отношений Fe<sup>3+</sup>:Al<sup>VI</sup> в составе октаэдрических сеток, что определяет характер среды минералообразования (Al-гидрослюды, Fe-гидрослюды терригенно-эвапоритовых формаций и глаукониты), либо по содержанию Al<sup>IV</sup> и последовательному переходу слюдястых минералов поли типа 1M (1Md) в 2M<sub>1</sub>, что отражает степень постседиментационного изменения содержащих их пород.

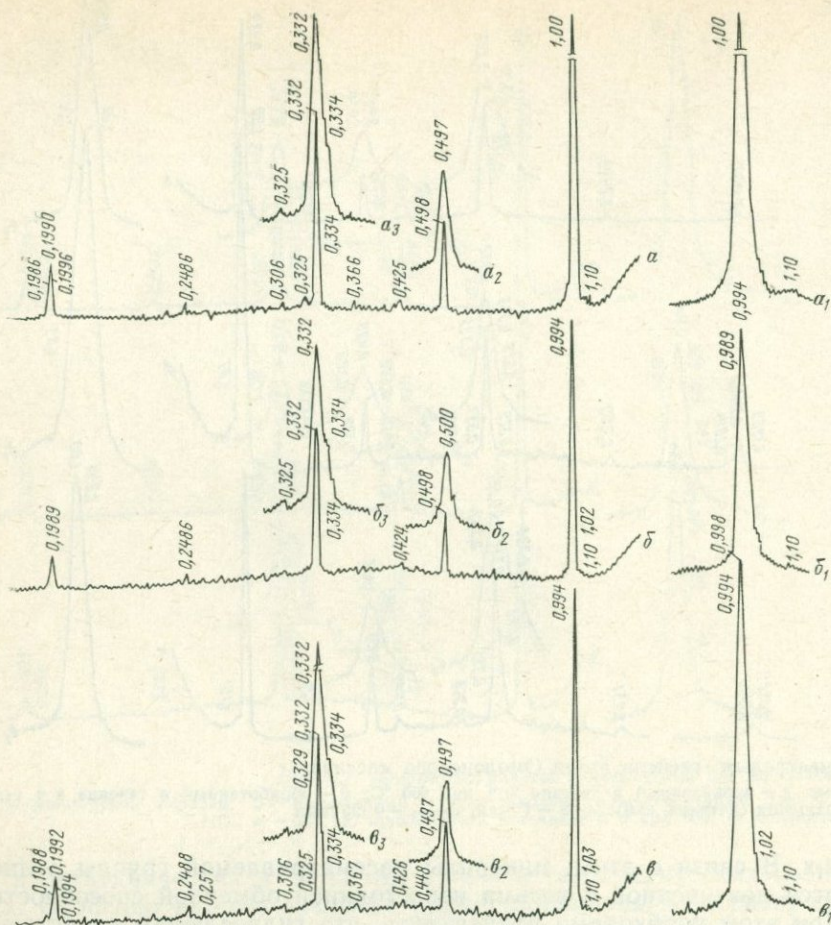
Гидрослюды, по сравнению с каолинитом, иногда имеют более высокую дисперсность частиц, причем они характеризуются широким диапазоном изменения их размера как в различных литофациальных типах пород, так и в одних и тех же разностях послед-



выветрелых гнейсов архея Омолонского массива:

ном; *г* — прокаленный в течение 2 ч при 600 °С; *д* — обработанный в течение 8 ч тепловой вращения счетчика (2θ): *а*—*е* — 1°/мин, *а*<sub>1</sub>—*е*<sub>3</sub> — 0,125°/мин

них. В связи с этим, минералы рассматриваемой группы отличаются повышенной и весьма непостоянной обменной способностью. При этом необходимо подчеркнуть, что гидрослюдам свойственна или псевдоизометричная (рис. 16, *а*), или удлиненная (рис. 16, *б*) форма пластинок. Как установлено Д. Д. Котельниковым [32] и рядом других исследователей, эти морфологические разновидности имеют резко различный генезис. Гидрослюды с псевдоизометричной формой частиц свойственны практически неизменным или весьма слабо измененным осадкам любого гранулометрического типа и глинистым породам, независимо от степени их постседиментационного изменения. Удлиненнопластинчатые гидрослюды, в структуре которых удлинение частиц совпадает с направлением оси *а*, а короткая сторона — с осью *б*, кристаллизуются из К-содержащих растворов только в порах первично проницаемых песчано-алевритовых и трещинах карбонатных пород, а также в рыхлых элювиальных горизонтах при их интенсивном постседиментационном преобразовании. При этом в сильно минерализованной среде, как, например, в терригенных прослоях соленосной толщи эйфельского возраста Тувы, удлиненные пластинки приобретают



пирамидальные окончания на концах [32], в связи с чем такая разновидность гидрослюд была выделена под названием «саршпатоцит» [41].

Триоктаэдрические аналоги гидрослюд встречаются в осадочных породах весьма редко, так как быстро трансформируются в зоне гипергенеза в другие минералы, природа которых определяется характером среды.

По сравнению с диоктаэдрическими слюдами (см. рис. 11, а), их триоктаэдрические аналоги (см. рис. 11, б, в), кроме резкого уменьшения интенсивности рефлекса со значением 0,5 нм, отличаются закономерным смещением или исчезновением определенных полос на кривых ИКС. Так, полоса поглощения валентных колебаний Si-O-связи сдвигается (см. рис. 7, д) в сторону более низких частот. Исчезает также типичная для диоктаэдрических структур полоса Si-O-Al<sup>VI</sup>-связи (см. рис. 7, г) и наиболее интенсивной в

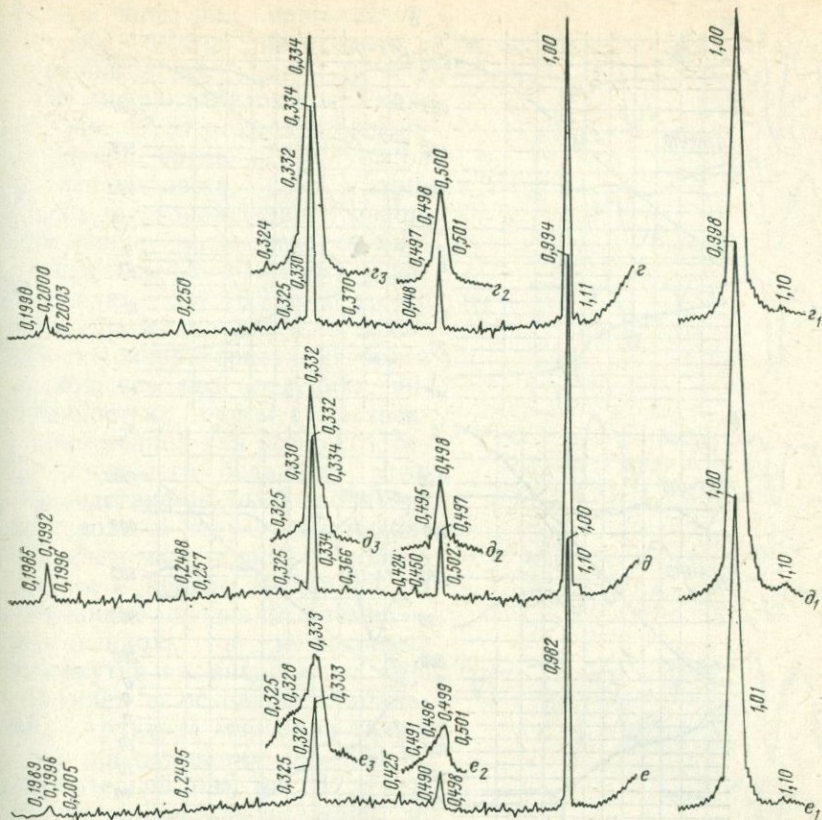


Рис. 13. Дифрактограммы гидрослюда 2M<sub>1</sub> из темно-серых глинистых алевролитов юдомской свиты бассейна р. Сибегги (Охотский массив).

Усл. обозначения см. на рис. 12

области деформационных колебаний Si-O-связи становится полоса с частотой 460 см<sup>-1</sup>.

Минералы группы вермикулита и монтмориллонита—сапонита относятся к разбухающим разностям. Однако прочность связи воды в межслоевых промежутках минералов каждой группы и отдельных разновидностей в пределах той или иной группы, в зависимости от мотива заселения октаэдрических сеток их структуры, неодинакова.

В группе вермикулита выделяются Mg, Fe и Al разновидности. Первая и вторая разновидности связаны с изменением флогопита и биотита. Mg-разновидность триоктаэдрическая, а Fe-разновидность, в связи с гетеровалентностью содержащегося в его структуре Fe катиона, может рассматриваться как ди-триоктаэдрическая. Процесс образования вермикулита [10] обусловлен тем, что триоктаэдрические слюды с протонами групп OH 2:1 слоев, вследствие небольшого угла разворота тетраэдров и взаимного от-

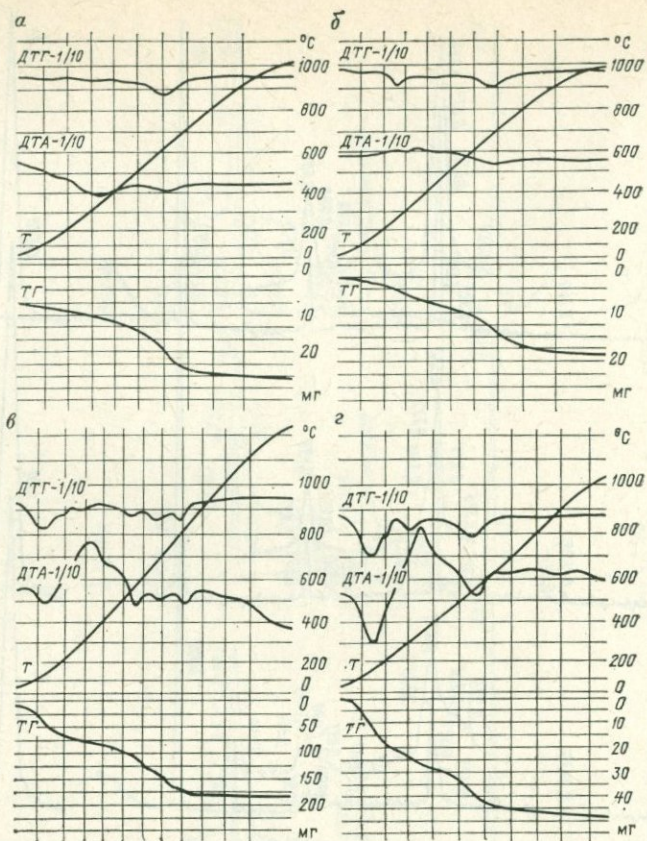


Рис. 14. Дериватограммы гидрослюды (а — см. рис. 12 и б — см. рис. 13) и обогащенных вермикулитом (в, г) глинистых отложений палеогена (Ильменский заповедник):

а, б, г — фракция <0,001 мм; в — порода. Усл. обозначения см. на рис. 4

талкивания катионов, находящихся в межслоевых промежутках, имеют «рыхлую» октаэдрическую упаковку анионов, причем расстояние К—О в структуре этих минералов больше 0,295 нм. В связи с этим, в гипергенных условиях К может легко удаляться из их структуры с заменой его гидратированными ионами Mg. Необходимо подчеркнуть, что это не сопровождается заметным искажением силикатных слоев. Однако перестройка межслоевого промежутка с образованием в нем двух слоев молекул  $H_2O$ , координированных Mg, сопровождающаяся увеличением расстояния между тетраэдрическими сетками ближайших 2 : 1 слоев, обуславливает уменьшение сил электростатического взаимодействия между ними и находящимися в межслоях Mg.

Вермикулиты представляют минералы с относительно слабо упорядоченной структурой. Они весьма неустойчивы в зоне гипер-

генеза и через ряд смешанослойных фаз быстро переходят в монтмориллонит.

На дифрактометрических кривых (рис. 17, а) наиболее распространенной среди вермикулитов Mg-разновидности, как, например, из месторождения Ковдор, наибольшую интенсивность имеют рефлексы 002 (1,44 нм), и наименьшую — 004 (0,72). В то же время отражения 006 (0,48) и 008 (0,36 нм) характеризуются более высокой, чем два последних, интенсивностью, причем существенно повышенной для рефлекса, соответствующего большему углу  $\theta$ . Вследствие высокой прочности связи воды в структуре минерала в обычных условиях не только крупные молекулы глицерина, но и имеющие меньший размер — этиленгликоля в межслоевые промежутки не внедряются [6]. Сохраняет в основном стабильность структура минерала также после прокаливания до 600 °С включительно (см. рис. 17, д, е). Однако после нагревания до 700 °С (см. рис. 17, ж, з) кристаллическая решетка его сжимается до 0,92 нм, а после 850 °С (см. рис. 17, и) полностью разрушается с образованием высокотемпературных фаз.

На кривых ИКС вермикулиты, в отличие от флогопитов (рис. 18, а, б), за счет которых они обычно возникают [11], характеризуются смещением полос в области частот 605—610 и 985  $\text{см}^{-1}$  в сторону их повышения (см. рис. 18, в, г). Появляются также сильные полосы деформационных и валентных колебаний молекул  $\text{H}_2\text{O}$  соответственно с частотой 1620—1640 и 3400  $\text{см}^{-1}$ . По мере перехода в монтмориллонит и диоктаэдритизации минерала (рис. 19) связь между пакетами его структуры становится слабее и в отдельные межслоевые промежутки могут внедряться молекулы этиленгликоля (см. рис. 19, в) с появлением рефлекса 1,55 нм.

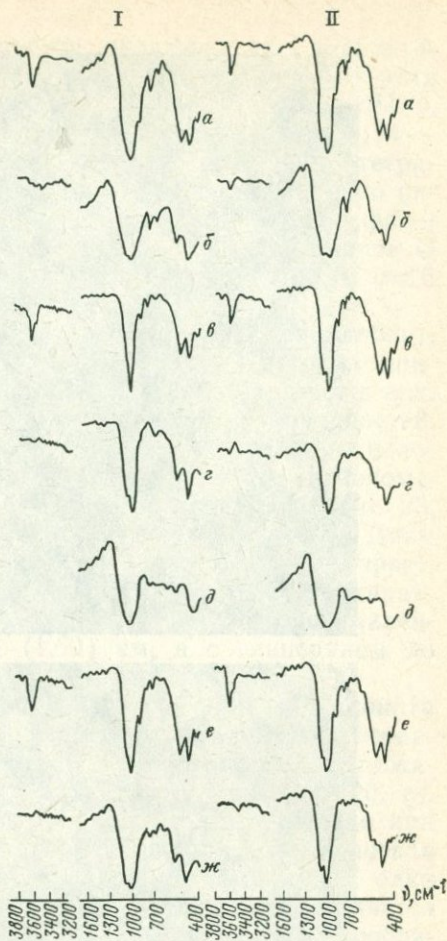


Рис. 15. ИК-спектры пород архея (I — см. рис. 12 и 14, а) и иудомия (II — см. рис. 13 и 14, б):

а, б — порода; в — ж — фракция <0,001 мм; а, в, е — воздушно-сухой образец; б, г, д — прокаленные в течение 2 ч при температуре (°С): б, г — 600, д — 950; е — обр. в, обработанный в течение 8 ч 10 % -ным раствором теплой HCl; ж — обр. е, прокаленный в течение 2 ч при 600 °С

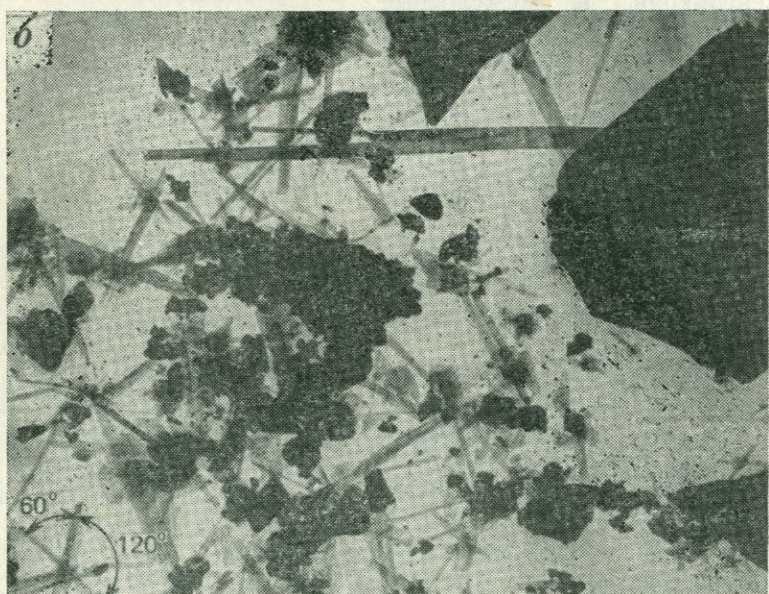


Рис. 16. Электронные микрофотографии изометрично-пластинчатой гидрослюды (а) и удлиненно-пластинчатой гидрослюды с кальцитом (б). ПЭМ:  
а — ув. 45 000, б — ув. 12 500

Группа монтмориллонита—сапонита включает как диоктаэдрические, так и триоктаэдрические минералы. Общая формула этих минералов имеет следующий вид:  $R_{x+y+z}Mq^xT^y_4O_{10+z}(OH)_znH_2O$ , где R — межслоевые катионы H, Na,  $NH_4$ ,  $Ca_{1/2}$ ,  $Mg_{1/2}$ ,  $Al_{1/3}$ ; M — октаэдрические катионы Al,  $Fe^{3+}$ , Cr, Mg,  $Fe^{2+}$ , Zn, Li; T — тетраэдрические катионы Si, Al,  $Fe^{3+}$ ; x, y — заряды соответственно октаэдрической и тетраэдрической сеток, обусловленные изоморфным замещением катионов, а z — заряд, связанный с замещением O на OH-группы. При этом  $0,25 < x+y+z < 0,7$ ,  $q \approx 2$  или 3,  $n < 6$  (для двух молекулярных слоев воды между 2 : 1 слоями).

К диоктаэдрическим минералам относятся монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и волконскоит. В осадочных породах наиболее распространен монтмориллонит, который присутствует в них, главным образом, в виде Na- (рис. 20) или Ca-разновидностей. В связи с тем что в межслоевых промежутках их структуры находятся молекулярные слои воды (один с Na и два с Ca катионом), они легко замещаются органическими наполнителями (см. рис. 20, б, в). При этом для Na разновидности монтмориллонита из Даш-Салахлинского месторождения, имеющего позднемеловой возраст, основное межплоскостное расстояние 1,24 нм, которое характеризуется наибольшей интенсивностью (см. рис. 20, а), с этиленгликолем увеличивается до 1,686 (1,69) нм, а с глицерином до 1,778 (1,78) нм.

Слабая прочность связи воды в структуре монтмориллонита обуславливает необратимую дегидратацию его (рис. 21) при сравнительно невысокой температуре (до 600 °C), что приводит к сжатию кристаллической решетки до 0,96—0,98 нм (см. рис. 20, г). При этом указанный процесс включает две стадии. Вначале при нагревании до 200 °C выделяется адсорбированная и межслоевая вода, причем у Na разновидности эта реакция протекает в один этап, а у Ca — в два этапа, из которых последний проявляется слабее. Затем при температуре около 600 °C происходит необратимая дегидроксиляция структуры.

На кривых ИКС у монтмориллонита наряду с полосой, относящейся к валентным колебаниям OH-групп с частотой 3630  $cm^{-1}$ , отмечается более слабая размытая полоса деформационных колебаний молекул  $H_2O$  с частотой 1640  $cm^{-1}$ .

Обработка Li и нагревание монтмориллонита до 300—350 °C сопровождаются исчезновением способности минерала к разбуханию при насыщении глицерином, что говорит о низком межслоевом заряде ( $< 0,25$ ).

К триоктаэдрическим минералам рассматриваемой группы принадлежат сапонит (рис. 22), соконит, гекторит, а также стивенсит и лимбергит. Из них чаще всего, хотя и весьма локально, встречается сапонит. Важной особенностью разбухающих минералов триоктаэдрического типа являются более высокий межслоевой заряд и повышенная прочность связи воды в их структуре, вследствие чего дегидроксиляция этих минералов происходит при температуре около 800 °C.

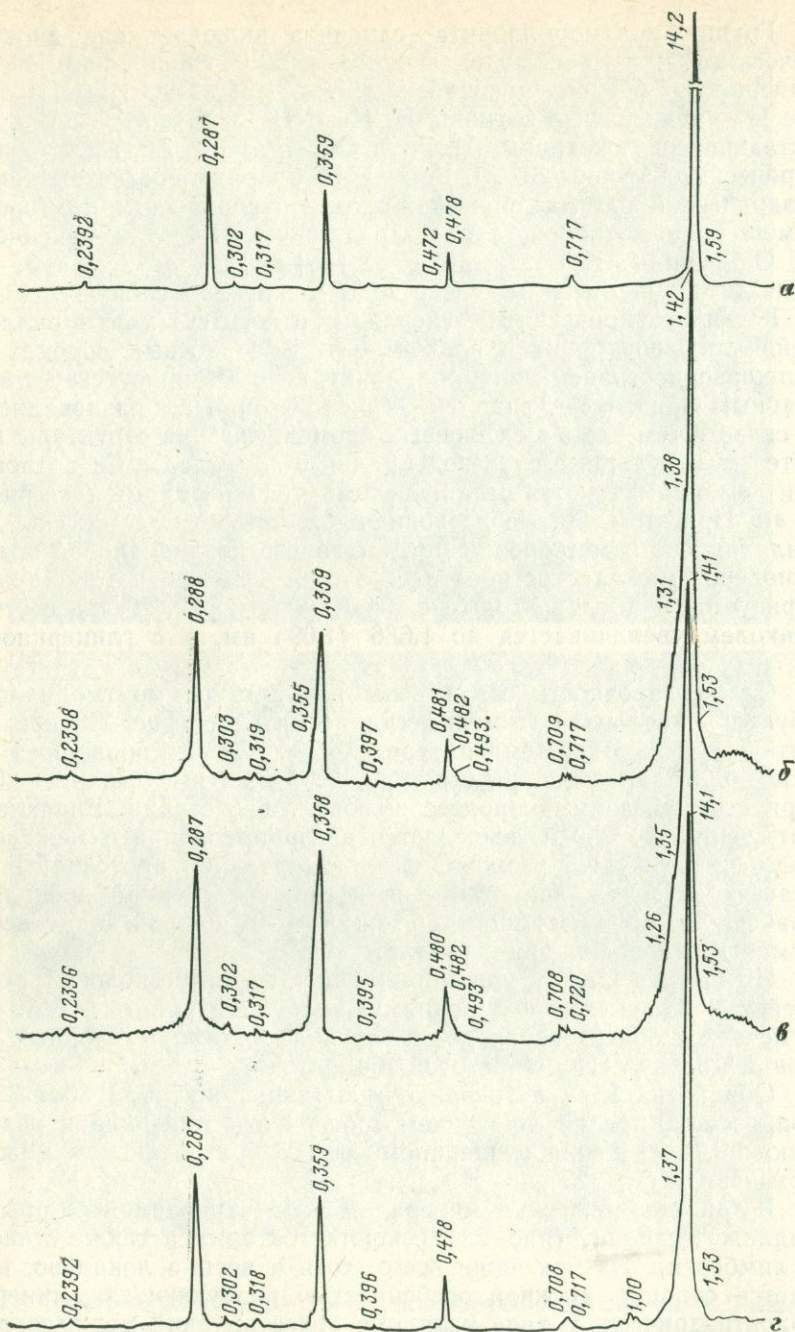
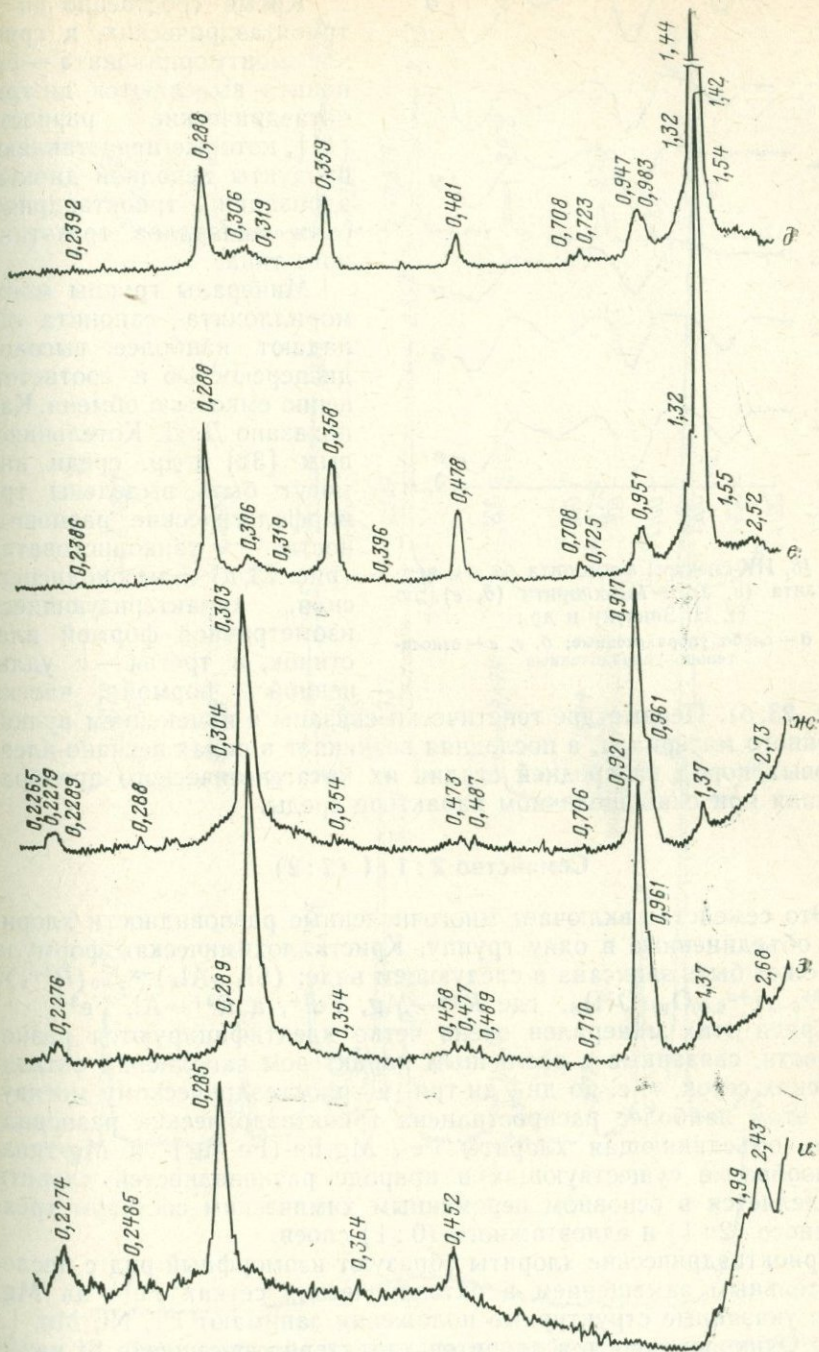


Рис. 17. Дифрактограммы вермикулита  
 а — воздушно-сухой образец; б-и — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°C): б —



из Ковдорского месторождения:

200, а - 350, г - 500, д, е - 600, ж, з - 700, и - 850; е, з - насыщенный глицерином

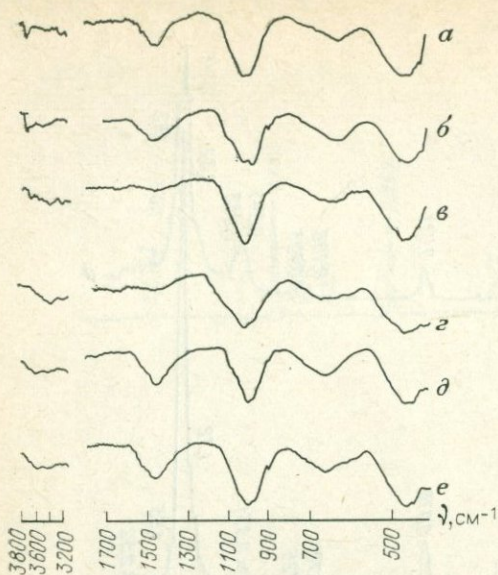


Рис. 18. ИК-спектры флогопита (а, б), вермикулита (в, г) и Mg-хлорита (д, е), по Н. Н. Зинчуку и др.:

а, в, д — слабо упорядоченные; б, г, е — относительно упорядоченные

(рис. 23, б). Первые две генетически связаны с изменением вулканогенного материала, а последняя возникает в порых песчано-алевритовых пород на средней стадии их катагенетического преобразования при слабощелочном характере среды.

### Семейство 2 : 1 : 1 (2 : 2)

Это семейство включает многочисленные разновидности хлоритов, объединенные в одну группу. Кристаллохимическая формула их может быть записана в следующем виде:  $(\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x)^{-x}_{1,00}(\text{R}^{3+}_x \times \text{R}^{2+}_{6-x})^{+x}_{6,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ , где  $\text{R}^{2+}$ —Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ , а  $\text{R}^{3+}$ —Al,  $\text{Fe}^{3+}$ .

Среди этих минералов очень четко идентифицируются разновидности, связанные с различным характером заполнения октаэдрических сеток, т. е. по ди-, ди-три- и триоктаэдрическому мотиву. При этом наиболее распространена триоктаэдрическая разновидность, объединяющая хлориты Fe-, Mg-Fe-(Fe-Mg)- и Mg-типа. Разнообразие существующих в природе разновидностей хлорита определяется в основном переменным химическим составом трехэтажного (2 : 1) и одноэтажного (0 : 1) слоев.

Триоктаэдрические хлориты образуют изоморфный ряд с последовательным замещением в октаэдрических сетках  $\text{Fe}^{2+}$  на Mg. Реже указанные структурные положения занимают Cr, Ni, Mn, Li и др. Одновременно для хлоритов характерно замещение Si на Al (а также  $\text{Fe}^{3+}$ ) в тетраэдрах. Широкий изоморфизм, свойственный

Кроме собственно ди- и триоктаэдрических, в группе монтмориллонита—сапонита выделяются ди-триоктаэдрические разновидности [11], которые представляют продукты неполной диоктаэдризации триоктаэдрических минералов трехэтажного типа.

Минералы группы монтмориллонита—сапонита обладают наиболее высокой дисперсностью и соответственно емкостью обмена. Как показано Д. Д. Котельниковым [32] и др. среди них могут быть выделены три морфологические разновидности: тонколистватая (рис. 23, а) и высокодисперсная, характеризующиеся изометричной формой пластинок, и третья—с удлиненной формой частиц

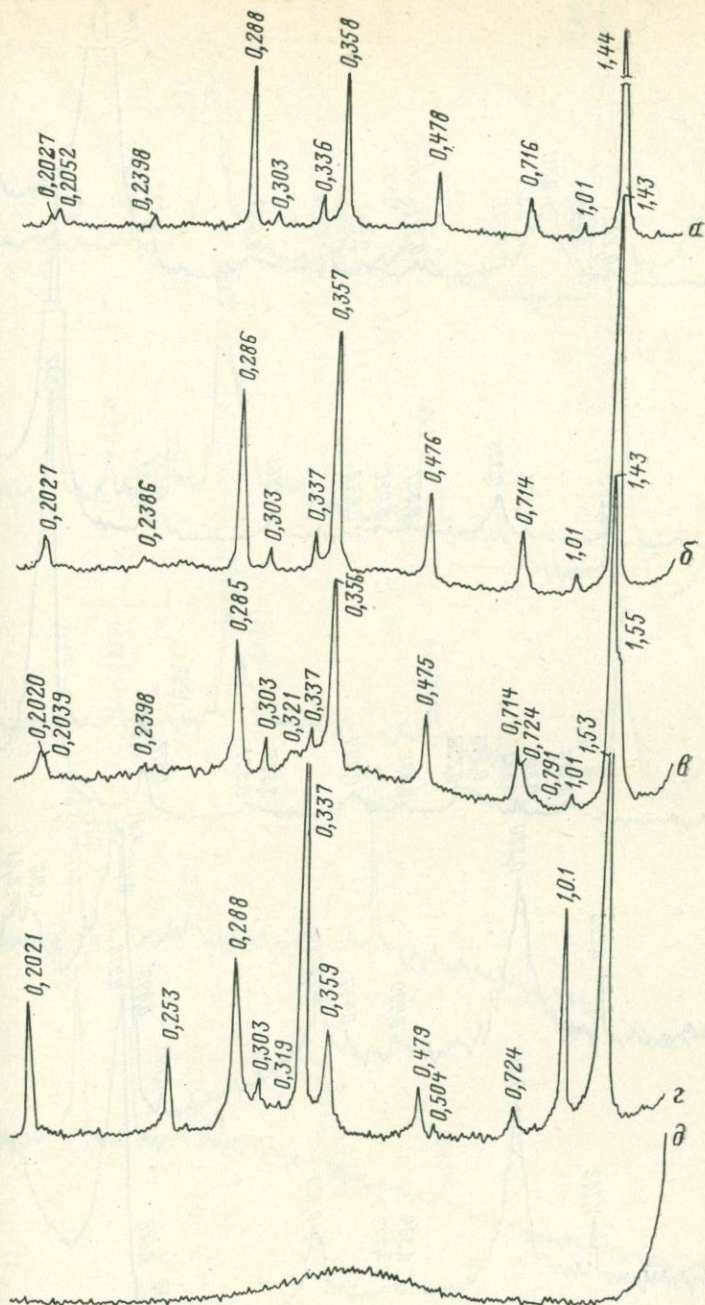
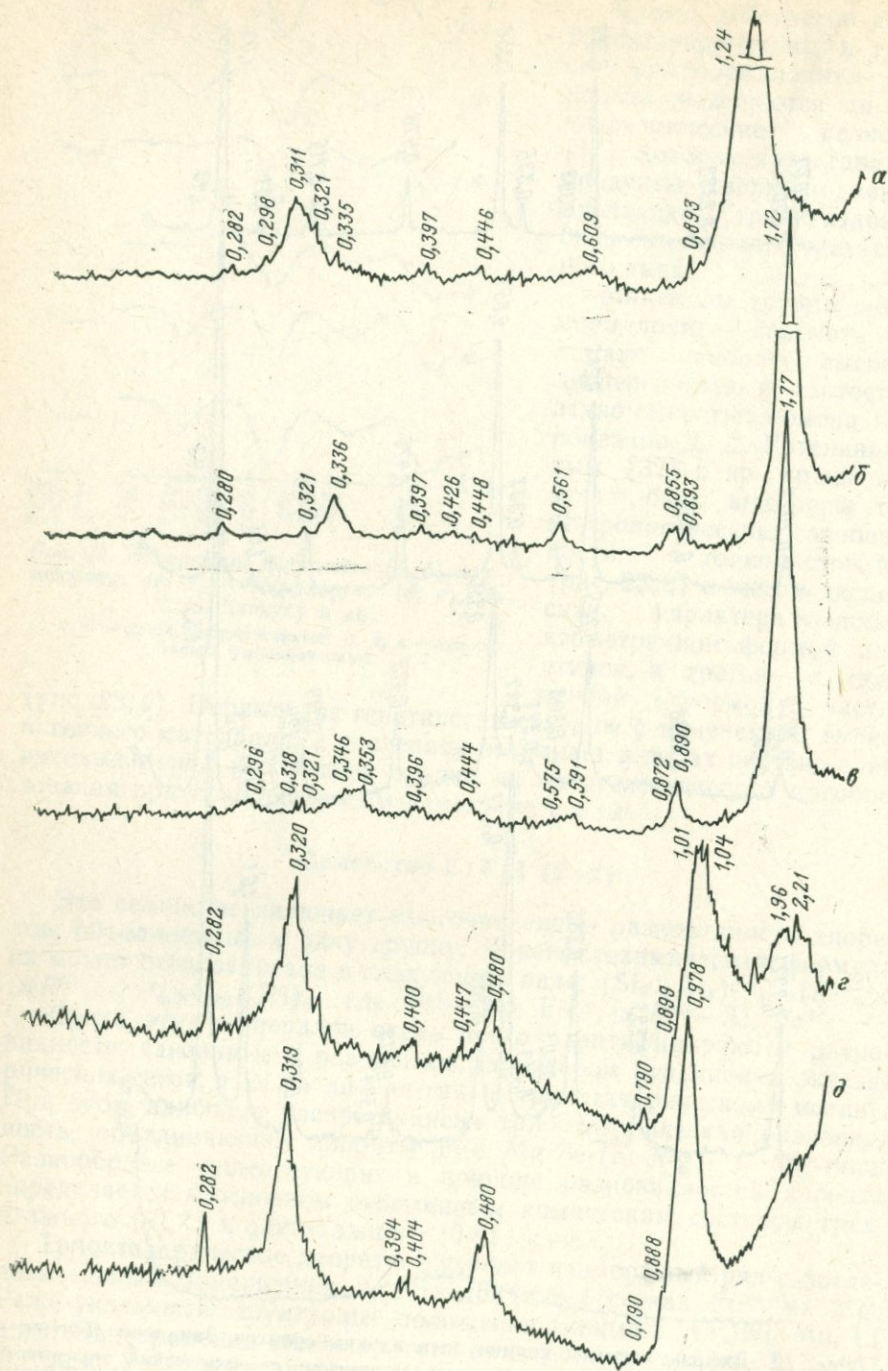


Рис. 19. Дифрактограммы вермикулита из кимберлитов Западной Якутии:  
 а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный глицерином; в — насыщенный этиленглико-  
 лем; г — прокаленный в течение 2 ч при 600 °С; д — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным  
 раствором теплой HCl



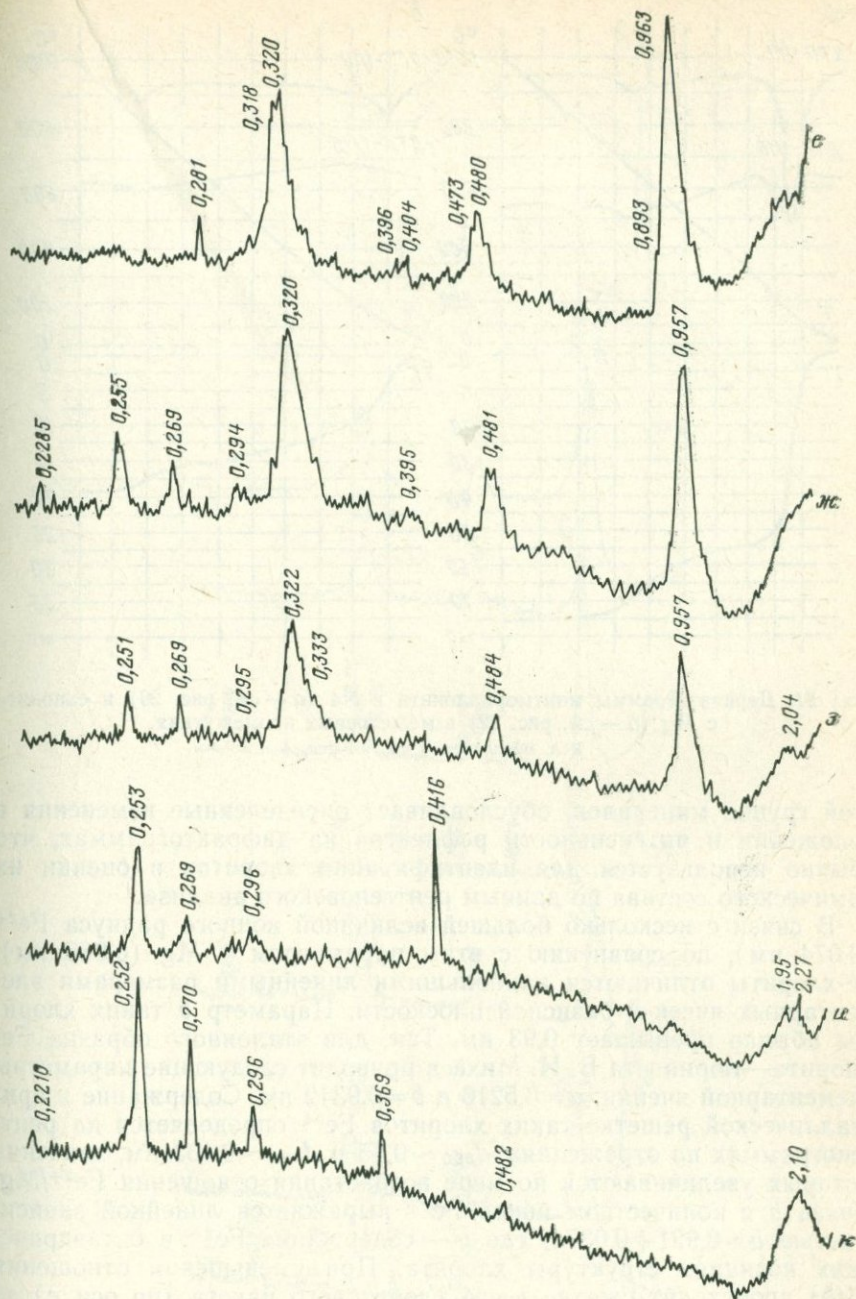


Рис. 20. Дифрактограммы Na-монтмориллонита:

а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; в, з — насыщенный глицерином; г-к — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°C): г — 200, д — 350, е — 500, ж, з — 600, и — 700, к — 850

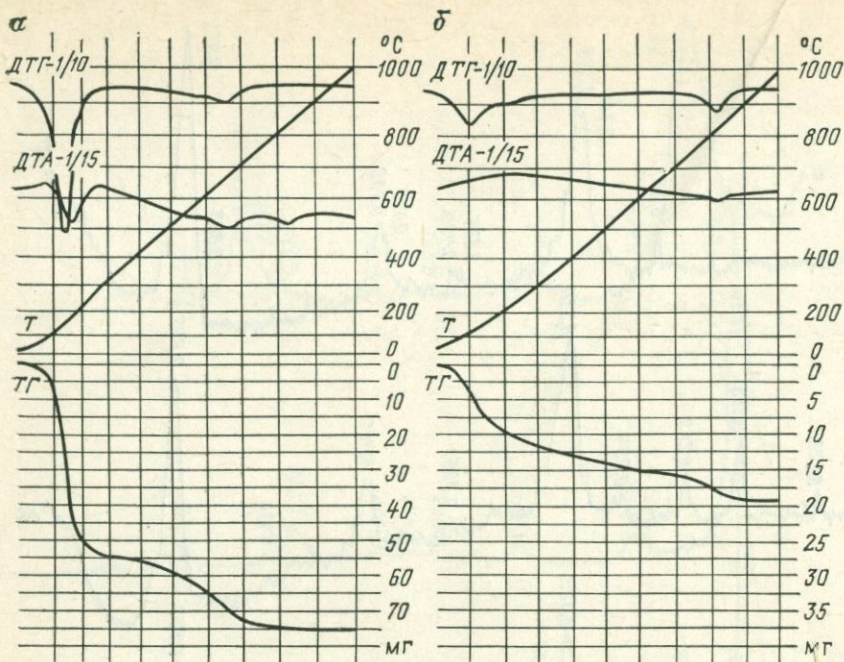


Рис. 21. Дериватогаммы монтмориллонита с Na (а — см. рис. 20) и сапонита с Mg (б — см. рис. 22) в межслоевых промежутках.  
Усл. обозначения см. на рис. 4

этой группе минералов, обуславливает определенные изменения в положении и интенсивности рефлексов на дифрактограммах, что обычно используется для идентификации хлоритов и оценки их химического состава по данным рентгеновского анализа.

В связи с несколько большей величиной ионного радиуса  $Fe^{2+}$  (0,074 нм), по сравнению с этим параметром у Mg (0,066 нм), Fe-хлориты отличаются наибольшими линейными размерами элементарных ячеек в базисной плоскости. Параметр  $b$  таких хлоритов обычно превышает 0,93 нм. Так, для эталонного образца Fe-хлорита—тюрингита В. И. Михеев приводит следующие параметры элементарной ячейки:  $a=0,5216$  и  $b=0,9312$  нм. Содержание в кристаллической решетке таких хлоритов  $Fe^{2+}$  определяется на рентгенограммах по отражениям  $d_{060} \sim 0,15$  и  $d_{400} \sim 0,133$  нм, значения которых увеличиваются по мере возрастания отношения  $Fe^{2+}/Mg$ . Связь  $b$  с количеством ионов  $Fe^{2+}$  выражается линейной зависимостью  $b=0,921+0,037y$ , где  $y$  — содержание  $Fe^{2+}$  в октаэдрических позициях структуры хлорита. При уменьшении отношения Si/Al происходит сжатие всего хлоритового пакета (по оси  $c$ ) за счет возникающей между талькоподобными и бруситоподобными слоями ионной связи. Поэтому количество тетраэдрического  $Al_{(x)}$  может быть определено измерением  $d_{001}$  и получено из линейной

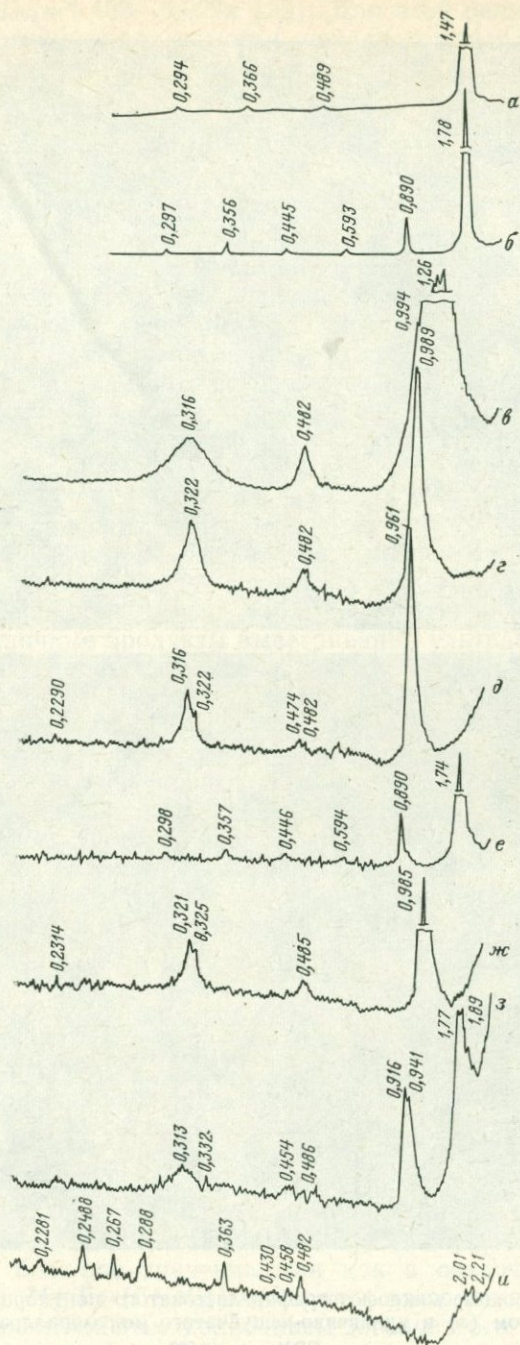


Рис. 22. Дифрактограммы сапонита:

а — воздушно-сухой образец; б, в, з — насыщенный глицерином; в — и — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°С): в — 200, г — 350, д, е — 600, ж, з — 700, и — 850

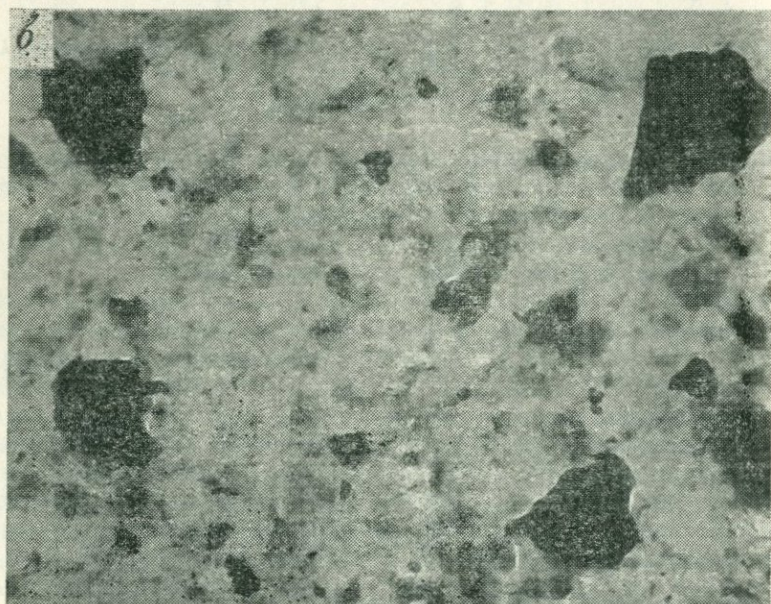
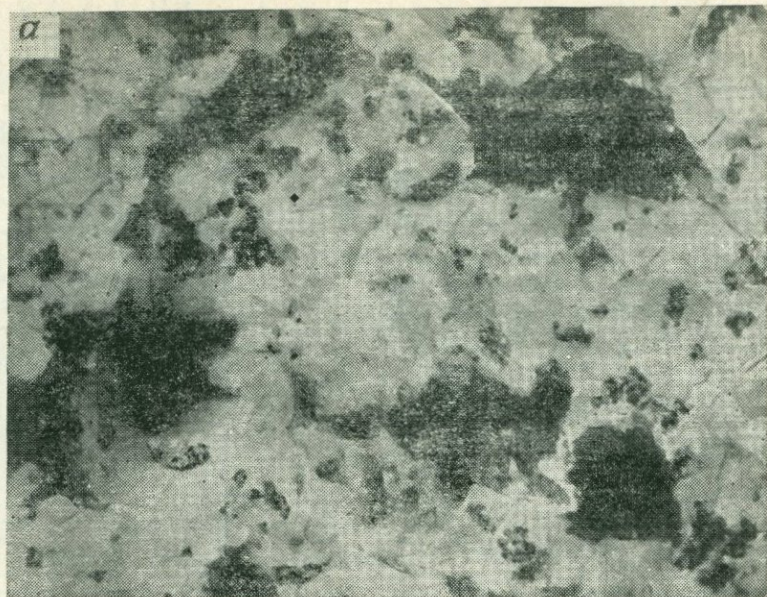


Рис. 23. Электронные микрофотографии листоватого монтмориллонита с кристобалитом (а) и удлинено-чешуйчатого монтмориллонита (б).  
ПЭМ, ув. 12 500

зависимости  $d_{001} = 1,455 - 0,029x$  [29]. Для этой цели можно пользоваться и графиками зависимости межплоскостных расстояний от содержания  $Fe^{2+}$  и Al в структуре хлорита [29]. По данным Дж. Хейаса [46], хлориты с повышенным количеством Fe и Al относятся, как правило, к политипу *Ib*, тогда как у хлоритов *Ib* наблюдается тенденция к большему содержанию Mg и Si. Кроме того, С. Бейли и Г. Браун в 1962 г. отметили общее увеличение октаэдрического Fe с обогащением тетраэдров Al у всех типов хлоритов. Fe-хлориты весьма широко распространены в осадочных породах разного возраста, особенно характеризующихся относительно ранней стадией их постседиментационного преобразования.

По мере замещения  $Fe^{2+}$  на Mg в октаэдрах параметр *b* элементарной ячейки хлоритов уменьшается до 0,92—0,93 нм.

Mg-Fe- и Fe-Mg-хлориты встречаются как в осадочных, так и в осадочно-метаморфических породах. Эти минералы достаточно широко распространены в продуктах зеленокаменного изменения вулканических пород, однако содержание Al в таких хлоритах значительно меньше, чем в хлоритах, связанных с осадочными и осадочно-метаморфическими породами.

Собственно Mg-хлориты менее распространены, чем Fe-хлориты, и особенно их промежуточные формы, содержащие в октаэдрических сетках как  $Fe^{2+}$ , так и Mg. Ранее считалось, что Mg-хлориты — это типичные продукты выветривания ультрабазитов и серпентинитов. Позднее Mg-хлориты были установлены в терригенно-эвапоритовых комплексах перми и триаса Западной Европы, Северной Африки, а также Приуралья [8]. Так, Ф. Липпман и М. Саваскин в 1969 г. идентифицировали высокомагнезиальные хлориты в цехштейне ФРГ, а еще ранее, в 1957 г., Дж. Мантин-Вивальди и Д. Мак-Юэн — в Испании. Кроме того, Ж. Лука в 1962 г. обнаружил в триасовых отложениях Марокко хорошо окристаллизованный Mg-хлорит типа клинохлора или пеннина, содержащий 28,75 % MgO. Параметр *b* этого хлорита составляет 0,92076 нм ( $d_{060} = 0,1534$  нм). В свою очередь, Г. Бриндли и С. Али для Mg-хлорита типа пеннина, в 1950 г. привели следующие параметры элементарной ячейки:  $a = 0,533$ ;  $b = 0,924$ ;  $c = 1,448$  нм;  $\beta = 97^\circ$ .

На дифрактометрических кривых триоктаэдрические хлориты диагностируются (рис. 24) по серии рефлексов, кратных 1,42 нм (1,42; 0,71; 0,473 нм), при этом у минералов Fe-типа отмечается весьма низкая интенсивность нечетных отражений (рис. 24, *a*) несколько возрастающая у минералов Mg-Fe-(Fe-Mg)-типа (см. рис. 24, *б*). В отличие от этого, у хлоритов Mg-типа рефлексы 002, 003 и 004 (см. рис. 24, *в*) характеризуются примерно одинаково высокой интенсивностью. Необходимо подчеркнуть, что анализ интенсивностей рефлексов на дифрактометрических кривых хлоритов имеет весьма большое значение, так как в осадочных породах, особенно среди Mg-Fe-(Fe-Mg)-минералов этого типа, встречаются разности со значительным колебанием химического состава. Хлориты не разбухают при насыщении органическими наполнителями, однако разлагаются в теплой (80 °C) HCl.

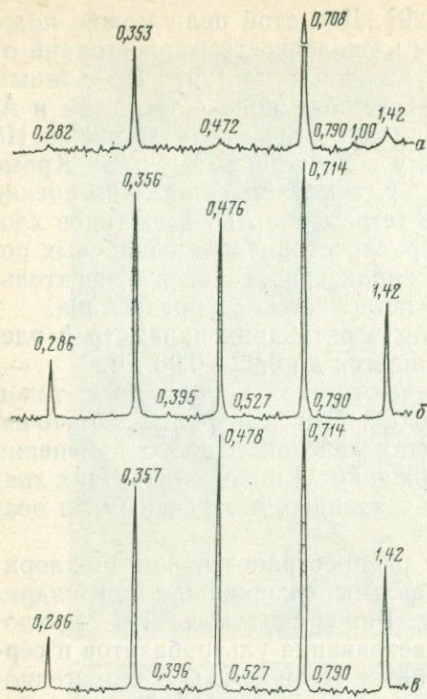


Рис. 24. Дифрактограммы триоктаэдрических хлоритов:

а — Fe-хлорит; б — Fe-Mg (Mg-Fe)-хлорит;  
в — Mg-хлорит

Дегидроксиляция хлорита протекает в две стадии (рис. 25, а). Это связано с тем, что состав октаэдрических секторов в структуре хлорита, особенно Mg-Fe-типа, различен. Так, одноэтажный (0:1) слой, или бруситовая сетка, содержит в основном Mg и Fe, однако последний может присутствовать как в закисной, так и частично в окисной формах. Кроме того, в них может содержаться также Al. Это определяет наличие в бруситоподобном (0:1) слое не только триоктаэдрического, но частично диоктаэдрического мотива заполнения октаэдрических позиций. В отличие от этого, октаэдрическая сетка талькоподобного (2:1) слоя включает наряду с Mg только  $Fe^{2+}$ . Поэтому, по данным термического анализа [36], разрушение 0:1 слоя происходит при нагревании до 550—700, а 2:1 слоя при температуре около 780—820 °С.

На кривых ИКС триоктаэдрических хлоритов в области деформационных колебаний Si-O-связи присутствует интенсивная полоса поглощения с частотой колебаний  $410\text{ см}^{-1}$ . Полоса с частотой  $1010\text{ см}^{-1}$  обусловлена валентными колебаниями Si-O-связи, а полосы с частотами около  $3400$  и  $3600\text{ см}^{-1}$  — с колебаниями OH-групп соответственно, в бруситоподобном и талькоподобном слоях структуры минералов (см. рис. 18, д, е).

Кристаллохимические особенности триоктаэдрических хлоритов, образование которых связано во всех случаях с восстановительной обстановкой в среде минералообразования, свидетельствуют о слабой устойчивости этих минералов в поверхностных условиях. Поэтому сохраняющиеся в промежуточных горизонтах профилей выветривания триоктаэдрические хлориты характеризуются, как правило, той или иной степенью деградации, выражающейся на первых стадиях изменения рассматриваемых минералов в «дефектности» их структуры, за счет частичного обводнения бруситоподобного слоя и возникновения «островкового» типа его строения. Это обуславливает некоторое сжатие кристаллической решетки таких хлоритов по оси *c* при нагревании их до 600 °С. Следует, однако, заметить, что относительно более прочная связь водных группиро-

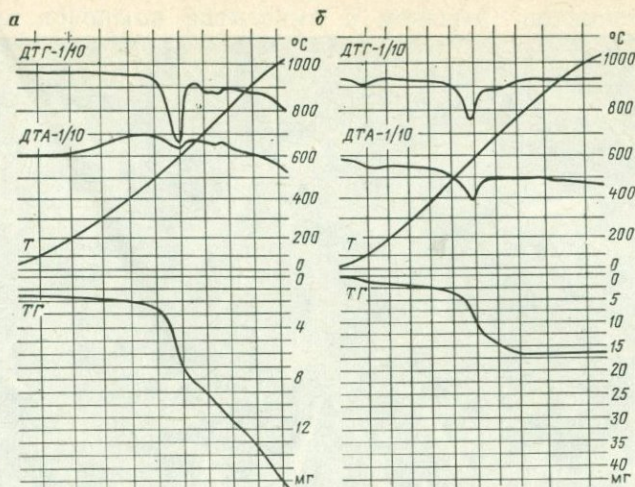


Рис. 25. Дериватограммы триоктаэдрического (а) хлорита (в атмосфере азота) из горнблендита (Урал) и ди-триоктаэдрического (б) хлорита с примесью удлиненно-пластинчатой гидрослюда (в воздушной среде) из красноцветного полимиктового мелкозернистого песчаника мошакской свиты по р. Тасеевой (Канско-Тасеевская впадина):

а — порода, б — фракция <0,001 мм.  
Усл. обозначения см. на рис. 4

вок в структуре триоктаэдрических минералов, по сравнению с диоктаэдрическими [32], определяет, что указанное изменение бруситоподобного слоя имеет весьма ограниченные масштабы и сопровождается сжатием кристаллической решетки лишь до значений несколько меньших 1,4 нм. На более глубоких стадиях гипергенного изменения хлорита в результате окисления  $Fe^{2+}$  избыток  $Fe^{3+}$ , а также магний выносятся из кристаллической решетки, и в дальнейшем происходит полный распад структуры минерала. Вследствие этого, хлориты разрушаются уже в верхних частях профиля кор выветривания и значительная часть их в осадочных породах является результатом катагенетического минералообразования.

В. И. Муравьев и А. Л. Салынь в 1971 г. отметили, что формирование Fe-хлоритов на стадии катагенеза происходит до тех пор, пока в среде имеется резерв  $Fe^{2+}$ , высвобождающегося при разложении темноцветных слюд, амфиболов, пироксенов и других Fe- и Mg-содержащих минералов. По мере преобразования указанных исходных минералов и вывода  $Fe^{2+}$  из сферы аутигенного минералообразования, начинают формироваться все более Mg-разности хлорита. Немаловажную роль в этом процессе играет необратимый расход  $C_{орг}$  и  $CO_2$ , приводящий к изменению среды минералообразования от кислой к нейтральной, в которой подвижность Fe резко снижается.

Частицы хлорита имеют угловатую форму (рис. 26, а) и отличаются от псевдоизометричных пластинок гидрослюд (см. рис. 16,

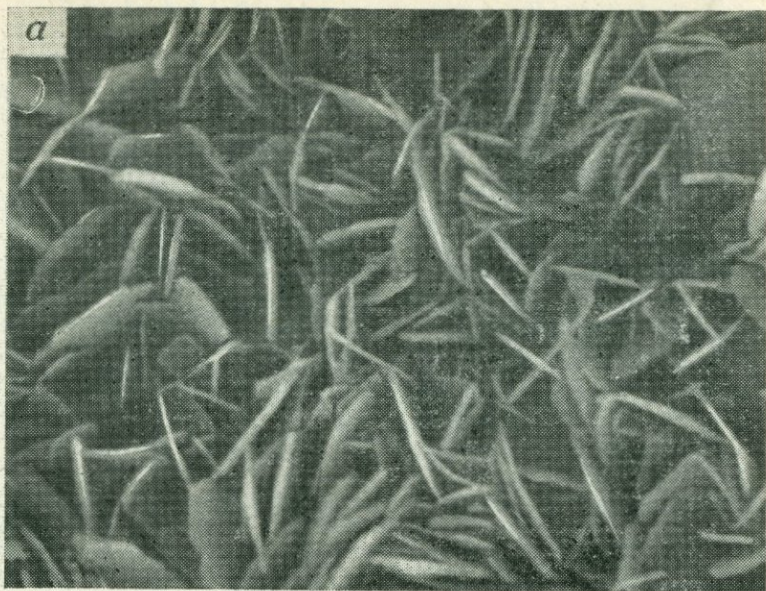


Рис. 26. Электронные микрофотографии триоктаэдрического хлорита с небольшой примесью изометрично-пластинчатой гидрослюды (а) и ди-триоктаэдрического хлорита с примесью удлиненно-пластинчатой гидрослюды (б — см. рис. 25, б):

а — РЭМ, ув. 3000; б — ПЭМ, ув. 12 500

а) более крупными размерами и меньшей полидисперсностью. Близкие размеры алюмосиликатных тетраэдров и октаэдров, заселенных двухвалентными катионами, определяют пониженную прочность связи между отдельными пакетами хлорита, вследствие чего для него свойственно образование кристаллов с весьма небольшим количеством элементарных пакетов. Это обуславливает эластичность частиц, которые при аутигенном образовании хлорита в порых и трещинах пород растут в виде друз, ориентированных перпендикулярно или под небольшим углом к поверхности, ограничивающей свободное поровое пространство в породе.

В литературе [29] имеются данные о выделении так называемых разбухающих триоктаэдрических хлоритов. Однако, по данным проведенного Б. П. Градусовым [6] повторного исследования образцов, ранее идентифицированных как разбухающие хлориты, реальность существования таких структур не подтверждается.

Значительно реже триоктаэдрических в природе встречаются обогащенные Al хлориты. Хлориты этого типа широко описаны за рубежом и названы судонитами. Однако, к наиболее ранним находкам таких минералов следует относить хлориты, установленные в 1950 г. Е. К. Лазаренко в Нагольном Кряже Донбасса в виде крупнокристаллических (2—3 мм) листовато-чешуйчатых агрегатов и выделенные им под названием донбасситов. Позднее (в 1974 г.) В. А. Дриц, уточнивший кристаллическую структуру донбасситов, получил следующие параметры их элементарной ячейки:  $a=0,516$ ;  $b=0,894$ ;  $c=2,83$  нм;  $\beta=93^\circ50'$ . С этим минералом по структурным особенностям сходен крупнокристаллический хлорит с Новой Земли ( $a=0,5174$ ;  $b=0,8956$ ;  $c=1,426$  нм;  $\beta=97^\circ50'$ ). Согласно кристаллохимическим формулам, в октаэдрических позициях структуры минералов из Донбасса  $(Al_4Ca_{0,2}Mg_{0,24})[(Si_{3,12} \times Al_{0,88})O_{10}(OH)_8]$  и Новой Земли  $(Al_{4,10}Fe^{3+}_{0,01}Mg_{0,08}Li_{0,26}) \times [(Si_{3,14}Al_{0,86})O_{10}](OH)_8$  содержится в основном Al, и лишь в небольшой степени указанные позиции заняты в первом случае Mg и Ca (?), а во втором — Li, Mg и  $Fe^{3+}$ . В связи с этим, рассматриваемые минералы являются существенно диоктаэдрическими, т. е. структура их состоит из сочетания пиррофиллитоподобного и гидраргиллитоподобного слоев. На основании наличия в структуре Li образец с Новой Земли характеризуется некоторыми элементами ди-триоктаэдричности. Однако в собственно Li-хлорите (кукенте) указанный катион занимает около половины октаэдрических позиций, причем общее содержание его, по данным химических анализов, достигает 3 %.

Иногда существенно измененные гидраргиллитоподобные слои упорядоченно (через один) чередуются с относительно более совершенными, что приводит, как, например, у приведенных выше донбасситов, к появлению удвоенного периода вдоль оси  $c$  ( $d_{001}=2,8$  нм).

Весьма близок к диоктаэдрическому хлорит из цемента красноцветных триасовых песчаников с глубины 4936—5008 м в скважине на Садовой площади Калмыцкой АССР, изученный в 1976 г.

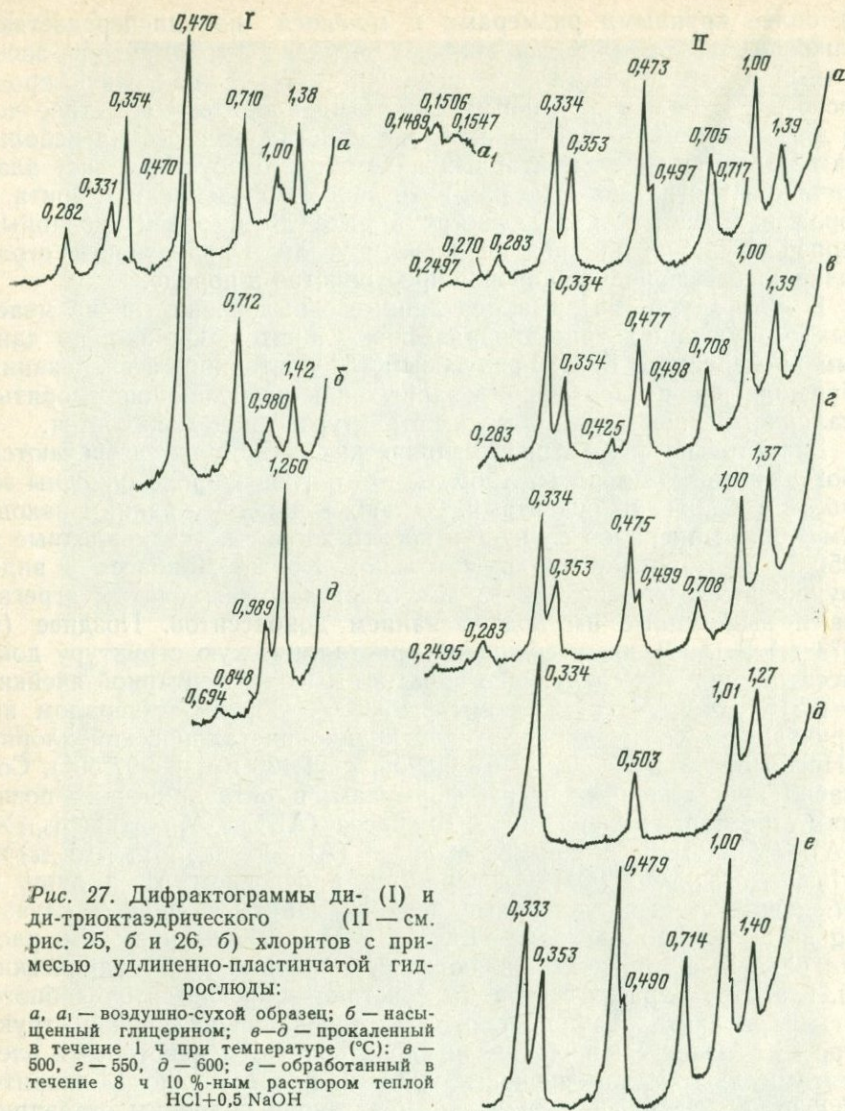


Рис. 27. Дифрактограммы ди- (I) и ди-триоктаэдрического (II — см. рис. 25, б и 26, б) хлоритов с примесью удлиненно-пластинчатой гидрослюда:

а, а<sub>1</sub> — воздушно-сухой образец; б — насыщенный глицерином; в — д — прокаленный в течение 1 ч при температуре (°C): в — 500, г — 550, д — 600; е — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl+0,5 NaOH

А. В. Шилиным и др. Весьма интенсивный рефлекс  $d_{003} = 0,469$  нм, пониженное значение  $d_{001} = 1,4$  нм (рис. 27, обр. I, а), отсутствие разбухания (рис. 27, обр. I, б) и сжатие решетки в процессе прокаливания минерала при 600 °C до 1,26 нм позволяют уже на основании дифрактометрического анализа сделать вывод о существовании Al в природе данного хлорита. Некоторое уменьшение величины  $d_{001}$ , по сравнению с триоктаэдрическим хлоритом, обусловлено в этом случае меньшей толщиной гидраргиллитового слоя и сильным сближением кислородов трехэтажного и одноэтажного слоев.

К тому же, судя по уменьшению  $d_{001}$  с 1,4 нм до порядка 1,2 нм после прокаливания хлорита до 600 °С, реальные гидраргиллитоподобные слои, вследствие меньшей силы связи Al с водными группировками в структуре диоктаэдрических минералов [32], способны к более значительному обводнению и образованию «островковых» прослоек H<sub>2</sub>O с сохранением в целом исходной структуры хлорита, тогда как триоктаэдрические хлориты устойчивы в более узком интервале такого рода изменений.

Деструкция диоктаэдрических хлоритов, в соответствии с относительно более низкой, чем брусито- и талькоподобных слоев, термической устойчивостью слагающих его структуру гиббсито- и пирофиллитоподобных пакетов, происходит значительно быстрее и в более узком интервале, чем их триоктаэдрических аналогов.

Результаты химического анализа диоктаэдрического хлорита, который ассоциирует с небольшой примесью гидрослюда, показывают высокое содержание в нем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (42,16 %) и относительно низкое (3,26 %) MgO. В соответствии с кристаллохимической формулой  $Al_2[(Si_{3,14}Al_{0,86})O_{10}](OH)_{2-0,86}(Al_{1,64}Fe^{3+}_{0,35}Mg_{0,44})_{2,43} \times (OH)_{6+0,85}$  одноэтажный слой в структуре хлорита содержит значительно больше Al, чем Mg. Этот хлорит характеризуется  $d_{060} = 0,15$  нм, а распределение интенсивностей рефлексов  $h0l$  свидетельствует, что он состоит из пакетов  $\sigma(IIb, \beta = 97^\circ)$ . Параметры элементарной ячейки хлорита имеют следующие значения:  $a = 0,519$ ;  $b = 0,9$ ;  $c = 1,4$  нм;  $\beta = 97^\circ$ , причем в базисной плоскости они весьма близки к собственно диоктаэдрическим минералам. При этом наличие рефлексов на первом эллипсе электронограмм указывает на более значительную, чем обычно для хлоритов, структурную упорядоченность минерала. Для обогащенного Al хлорита также характерна высокая степень идиоморфизма тонких лентоподобных частиц, значительно более широких, чем удлиненные пластинки гидрослуд [32]. Указанная морфология, а также их развитие в порах проницаемых пород свидетельствуют, что минерал имеет явно аутигенное происхождение.

В свою очередь, хлорит из триаса Печорского Приуралья, схематическое строение которого первоначально было дано Б. А. Сахаровым и В. В. Хлыбовым в 1971 г. и в 1976 г. уточнено В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым, также является, по мнению последних, диоктаэдрическим. Однако основное межплоскостное расстояние этого хлорита несколько повышено (1,43 нм), а соотношение интенсивностей рефлексов не соответствует тем, которые характерны для рассмотренных выше диоктаэдрических хлоритов, в том числе из девонских отложений Калмыцкой АССР (см. рис. 27, обр. 1): В то же время при прокаливании препаратов при 550 °С  $d_{001}$  снижается до 1,23 нм. Это было объяснено В. А. Дрицем и Б. А. Сахаровым «дефектностью» не гидраргиллитоподобного слоя, а тетраэдрических сеток трехэтажного — пирофиллитоподобного слоя.

Наряду с собственно диоктаэдрическими и близкими к ним хлоритами, в природе имеются также ди-триоктаэдрические хлориты,

в структуре которых октаэдрическая сетка трехэтажного слоя заселена по ди-, а одноэтажный слой — по триоктаэдрическому мотиву.

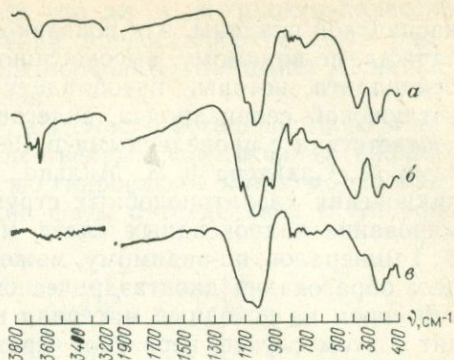
Различные по химизму слои, содержащие в октаэдрических позициях либо в основном трех-, либо двухвалентные катионы, теоретически, как правило, не должны формировать общих структур. Это лимитируется величинами параметров  $a$ , и особенно  $b$ , у ди- триоктаэдрических минералов. В связи с этим, существование в природе хлоритов с сочетанием в их структуре пиррофиллитоподобного слоя с бруситоподобным возможно лишь в результате значительной «дефектности» последнего. Это, как и в случае частичного обводнения гидраргиллитоподобного слоя у собственно диоктаэдрических хлоритов, выражается в прерывистости его развития вдоль базисной плоскости.

Ди-триоктаэдрический хлорит в ассоциации с гидрослюдой (см. рис. 27, обр. II,  $a—e$ ) был установлен в цементе красноцветных полимиктовых песчаников мошакской свиты позднего венда в пределах Канско-Тасеевской впадины [32]. По электронографическим данным, рассматриваемый хлорит имеет следующие параметры элементарной ячейки:  $a=0,522$ ,  $b=0,903$ ,  $c=1,4$  нм;  $\beta=97^{\circ}25'$ . Результаты химического анализа этого хлорита показывают, что при полном отсутствии Li соотношение  $Al_2O_3$  и MgO в минерале примерно соответствует ди-триоктаэдрическим хлоритам, изученным в 1967 г. Р. Эгглетоном и С. Бейли. Под электронным микроскопом (см. рис. 26, б) частицы ди-триоктаэдрического, так же как и диоктаэдрического, хлорита представлены тонкими широкими лентами и их обрывками, имеющими часто псевдоизометричную форму. Следует заметить, что на микродифракционных картинах, полученных по методике А. И. Горшкова, от загнутых краев и перегибов большого числа частиц хлорита, наряду с основными отражениями, значение которых в целое число раз меньше 1,4 нм, наблюдаются дополнительные слабые рефлексы с более высокими значениями межплоскостных расстояний, составляющими с первыми целочисленную серию рефлексов 001. Это показывает, что в структуре хлорита чередуются пакеты с различной рассеивающей способностью. У отдельных частиц хлорита сверхпериодичность составляет 5,6; 7 нм и т. д. Указанная модуляция обусловлена, по-видимому, чередованием в структуре отдельных частиц минерала «дефектных» и «нормальных» хлоритовых пакетов и их различным химическим составом. Кроме того, в образце содержатся частицы обычного 1,4-нм хлорита, характеризующегося наиболее интенсивным рефлексом 003. Это показывает, что химический, рентген-дифрактометрический и электронографический анализы дают усредненную картину состава дисперсных объектов, которые, по данным микродифракционных исследований, представляют в структурном и кристаллохимическом отношении неоднородные минералы.

На кривых ИКС (рис. 28, а) ди-триоктаэдрического хлорита, содержащего в структуре «дефектный» одноэтажный слой, в обла-

Рис. 28. ИК-спектры ди-три- и триоктаэдрических хлоритов с примесью диоктаэдрических глинистых минералов:

*a* — ди-триоктаэдрический хлорит с примесью удлиненно-пластинчатой гидрослюда (см. рис. 25, б; 26, б и рис. 27, 11); *б* — смесь ди- и триоктаэдрического хлорита с примесью каолинита, гидрослюда и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанно-слоистого образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов из красноцветного полевошпат-кварцевого песчаника (Павлово-Посадская скв. № 1, глуб. 2016,8—2020,6 м, нижняя часть дрезнинской свиты ногинской серии); *в* — то же с примесью гидрослюда и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанно-слоистого образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов из краснокоричневого кварц-полевошпатового песчаника (Павлово-Посадская скв. № 1, глуб. 2285,6—2289,6 м, верхняя часть верхнеореховской подсвиты павлово-посадской серии)



сти  $3100\text{—}3200\text{ см}^{-1}$  наблюдается широкая низкоамплитудная полоса поглощения, связанная с колебаниями молекулярной воды, присутствующей в указанном слое. Соответственно, узкая полоса в области более высоких частот ( $3635\text{ см}^{-1}$ ) отвечает колебаниям ОН-групп в трехэтажных слоях структуры хлорита и содержащейся в ассоциации с последним гидрослюда.

Как видно из приведенных выше данных, ди- и ди-триоктаэдрические хлориты характеризуются, по сравнению с триоктаэдрическими разностями, резким уменьшением значений параметра *b* элементарной ячейки. Эта закономерность связана с различным химическим составом рассмотренных хлоритов, поэтому может быть использована для их идентификации.

Химизм слоистых силикатов влияет на размеры их элементарных ячеек и заряд слоев, а также на величину искажений гексагональных сеток. Поэтому большинство одно- и двухпакетных хлоритов относится к структурному типу  $\sigma$ , т. е. к политипной модификации  $11b$  ( $\beta=97^\circ$ ). Только хлоритам из Донбасса и Новой Земли свойственны пакеты типа  $|\sigma'|$ , т. е.  $1a$  ( $\beta=97^\circ$ ). Структура  $1a$ , состоящая из аналогичных пакетов  $|\sigma'|$ , определена также для диоктаэдрического хлорита, описанного в 1963 г. Н. Мюллером. В связи с тем что большинство кристаллохимически идентифицированных в настоящее время диоктаэдрических хлоритов относится к политипу  $1a$ , это позволяет в определенной степени использовать политипию в качестве диагностического признака таких структур. Однако для окончательного решения указанного вопроса, по нашему мнению, требуются дополнительные исследования на статистически более обширном материале.

Приуроченность ди-триоктаэдрических и особенно, диоктаэдрических хлоритов к красноцветным отложениям и их частая ассоциация с гематитом свидетельствуют об их образовании в окислительной обстановке, т. е. в открытых или лишь частично закрытых системах. Так, исходным минералом для образования диоктаэдрического хлорита в триасовых отложениях прибрежной части При-

каспийской впадины, как показано в 1976 г. А. В. Шилиным и др., служил, по-видимому, высокоглиноземистый монтмориллонит типа бейделлита, который преобладает в цементе аналогичных пород ветлужской серии триаса, залегающих на меньших глубинах. В соответствии с проведенными в 1960 г. экспериментальными работами М. Слайтера и И. Мильна, показавшими возможность возникновения хлоритоподобных структур по монтмориллониту, формирование гидроксидных слоев между разбухающими пакетами 2 : 1 минералов, по-видимому, может происходить и в природе. Процесс образования диоктаэдрического хлорита, обусловленный воздействием на исходный материал кислых пластовых вод, происходит в этом случае, вероятно, через промежуточную смешанослойную стадию диоктаэдрического хлорит-монтмориллонита, или тосудита [37]. Погружение вмещающих пород в рассматриваемой части Прикаспийской впадины на большие глубины (до 5000 м и более) и легкая дегидратация диоктаэдрических структур обеспечили необратимость этого процесса. Весьма возможным путем формирования ди-триоктаэдрических хлоритов может быть также преобразование первичного триоктаэдрического хлорита под действием кислых термальных растворов. В этом случае  $Fe^{2+}$ , переходящее в  $Fe^{3+}$ , удаляется вместе с Mg из структуры. В дальнейшем  $Fe_2O_3$  выпадает в свободном состоянии, а из фрагментов первичной структуры образуется новая диоктаэдрическая разбухающая фаза с удлиненной формой частиц, в межслоевых промежутках которой формируется бруситоподобная сетка, содержащая Mg вместе с Al и  $Fe^{3+}$ .

Необходимо обратить внимание, что ди- или ди-три-, с одной стороны, и триоктаэдрические хлориты, с другой, присутствуют в осадочных породах обычно раздельно. Однако в ряде случаев, как, например, в позднерифейских и ранневендских отложениях Московского грабена (г. Павловский Посад), обогащенные Al ди-, а также триоктаэдрические хлориты присутствуют совместно. При значительном содержании в ассоциации глинистых минералов обеих разновидностей хлорита рефлексы со значением 1,42; 0,71; 0,473; 0,355 нм на дифрактограммах ориентированных препаратов становятся близкими по интенсивности (рис. 29, обр. I, а и II, а), не изменяясь при насыщении образцов глицерином (рис. 29, обр. I, б и II, б), но резко снижаясь (рис. 29, обр. II, в) или даже исчезая (рис. 29, обр. I, в) при обработке их HCl, что существенно затрудняет диагностику этих минералов. Однако вследствие значительного различия параметра  $b$  элементарных ячеек ди- и триоктаэдрических хлоритов, соответственно около 0,9 и 0,92—0,93 нм, на электронограммах от косых текстур наблюдается раздвоение рефлексов на V эллипсе. Это позволяет однозначно идентифицировать триоктаэдрические ( $a=0,532—0,533$  нм;  $b=0,922—0,923$  нм) и обогащенные Al ( $a=0,521—0,522$  нм;  $b=0,903—0,904$  нм) хлориты в их смесях. Следует, однако, отметить, что точное отнесение последней фазы к ди- или ди-триоктаэдрической разновидности хлорита без химического анализа представляет весьма

трудную задачу. Отсюда следует, что ди- и ди-триоктаэдрические хлориты в структурном отношении представляют единый ряд с определенными комбинациями изоморфного замещения Al на  $Fe^{3+}$  и Mg на  $Fe^{2+}$  в одноэтажном слое.

На кривой ИКС (см. рис. 28, б) смеси обогащенного Al и триоктаэдрического хлоритов с существенным содержанием каолинита, а также с небольшой примесью гидрослюда и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы с тенденцией к упорядо-

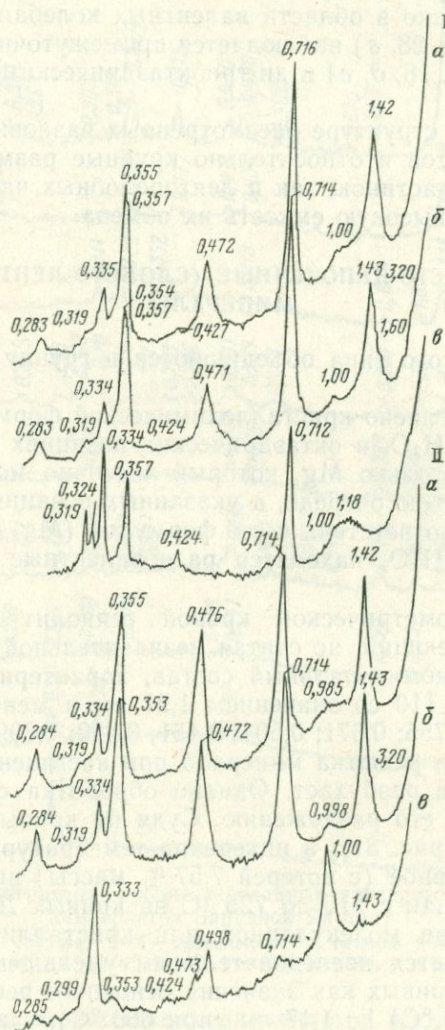


Рис. 29. Дифрактограммы ассоциаций глинистых минералов (I — см. рис. 28, б и II — см. рис. 28, в):

а — воздушно-сухой образец, б — насыщенный глицерином, в — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl

ченному чередованию пакетов, полосы поглощения хлорита перекрываются более сильными полосами каолинита. В то же время на кривой смеси этих разновидностей хлорита с существенным количеством гидрослюд и небольшой примесью монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов (см. рис. 28, *в*), положение и соотношение интенсивностей полос поглощения в области деформационных и валентных колебаний Si-O-связей аналогичны с ассоциацией ди-триоктаэдрического хлорита и гидрослюды (см. рис. 28, *а*). Однако в области валентных колебаний водных группировок (см. рис. 28, *в*) наблюдается промежуточная картина между три- (см. рис. 18, *д, е*) и ди-триоктаэдрическими (см. рис. 28, *а*) хлоритами.

Отсутствие в структуре рассмотренных разновидностей хлорита лабильных пакетов и относительно крупные размеры как псевдоизометричных пластинок, так и лентоподобных частиц определяют сравнительно невысокую емкость их обмена.

### 3. СЛОИСТО-ЦЕПОЧЕЧНЫЕ (СЛОИСТО-ЛЕНТОЧНЫЕ) МИНЕРАЛЫ

Минералы этого типа объединяются в группу сепиолита — палыгорскита.

Сепиолит, согласно кристаллохимической формуле  $Mg_4Si_6O_{15} \times (OH)2H_2O + 4H_2O$ , в октаэдрических позициях структуры минерала содержит только Mg, который частично может замещаться  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ . В свою очередь, в указанных позициях структуры палыгорскита, в соответствии с его формулой  $(Mg_{2,5-x}Al_x)[Si_4O_{10}] \times (OH)2H_2O + 2H_2O$ , находятся разновалентные катионы (Mg и Al).

На дифрактометрической кривой сепиолит из кимберлитов (рис. 30, *а*), имеющий, не считая незначительной примеси  $CaCO_3$ , практически мономинеральный состав, характеризуется интенсивным рефлексом 110 со значением 1,21 нм и менее интенсивными отражениями: 0,755; 0,671; 0,504; 0,451; 0,429; 0,399; 0,375; 0,334 нм. Кристаллическая решетка минерала при насыщении органическим наполнителем не разбухает. Однако обработка сепиолита теплой HCl приводит к его разложению. Судя по кривым ДТГ и ТГ дериватограммы (рис. 31), в интервале температур 20—215 °C происходит интенсивное (с потерей 7,57 % массы) выделение цеолитной воды. Начиная с 215 до 725 °C на кривых ДТГ и ТГ наблюдается выделение молекулярной или кристаллизационной воды. Это сопровождается последовательным уменьшением на дифрактометрических кривых как значения основного рефлекса (1,21 нм) от 1,19 (при 200 °C) до 1,17 нм (при 600 °C), так и его интенсивности, причем в интервале температур от 300 до 600 °C на дифрактограммах появляются также отражения со значением 1 и 0,795—0,803 нм, относящиеся к новой, частично обезвоженной фазе. При нагревании до 700 °C рефлекс 1,17 нм полностью исчезает. Оста-

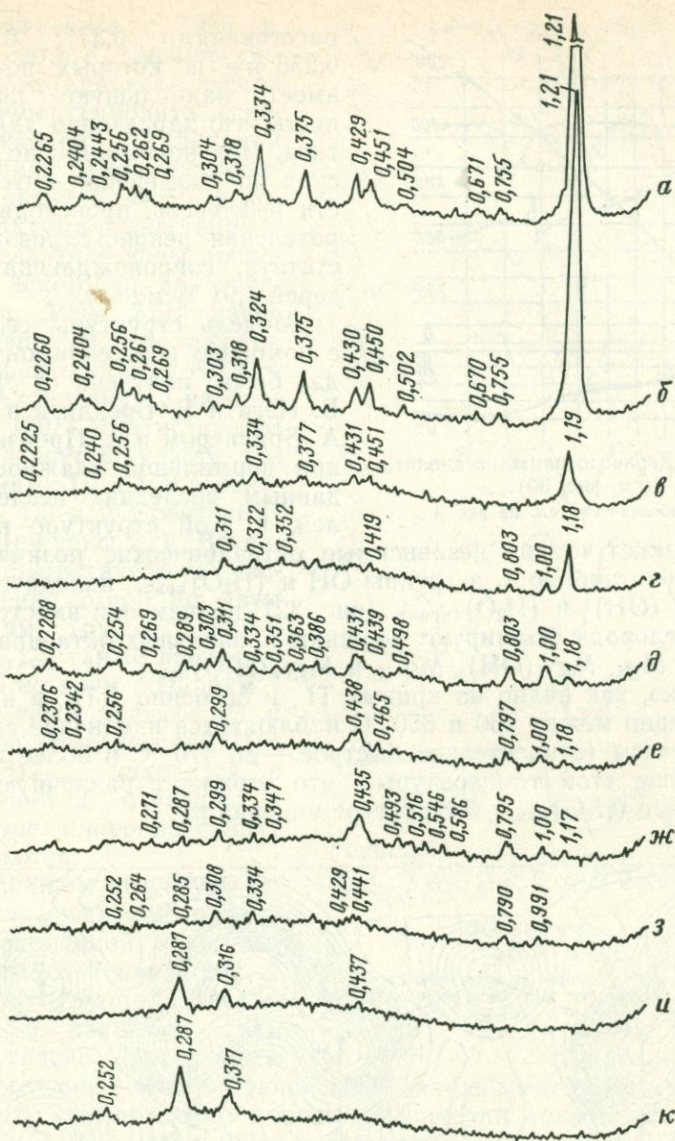


Рис. 30. Дифрактограммы неориентированных препаратов сепиолита из кимберлитов Западной Якутии:

*a* — воздушно-сухой образец; *б–к* — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°C): *б* — 100, *в* — 200, *г* — 300, *д* — 400, *е* — 500, *ж* — 600, *з* — 700, *и* — 800, *к* — 900

ются лишь слабые отражения со значением 1 и 0,79 нм. Удаление ОН-групп и полное разрушение структуры сепиолита происходит в интервале 770—830 °С, что сопровождается потерей 3,57 % массы. Это отражается на дифрактограммах в появлении, начиная с 800 °С, широких дифракционных максимумов с межплоскостными

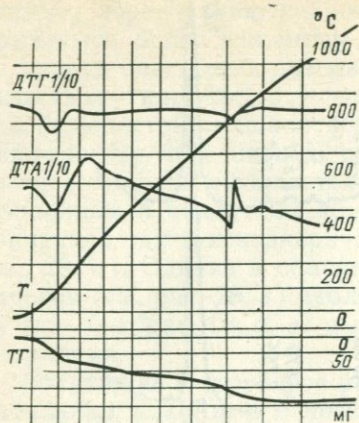


Рис. 31. Дериватограмма сепиолита (см. рис. 30).

Усл. обозначения см. на рис. 4

Mg занимают четыре независимые октаэдрические позиции (I—IV) с вероятностью 1, а группы OH и  $(\text{H}_2\text{O})_{\text{крст.}}$  находятся в положении  $(\text{OH})_1$  и  $(\text{H}_2\text{O})_{1\text{крст.}}$  (рис. 32), причем они вместе с атомами кислорода формируют вершины правильных октаэдров с катионами  $\text{Mg}_I$ ,  $\text{Mg}_{II}(\text{OH})$ ,  $\text{Mg}_{III}$  и  $\text{Mg}_{IV}(\text{H}_2\text{O})_{\text{крст.}}$

Однако, как видно на кривых ТГ, и особенно ДТГ, в интервале примерно между 250 и 650 °С наблюдается изменение скорости потери массы (относительно быстрое — до 470 °С и более медленное — выше этой температуры), что отражает различную прочность связи  $(\text{H}_2\text{O})_{\text{крст.}}$  в структуре минерала.

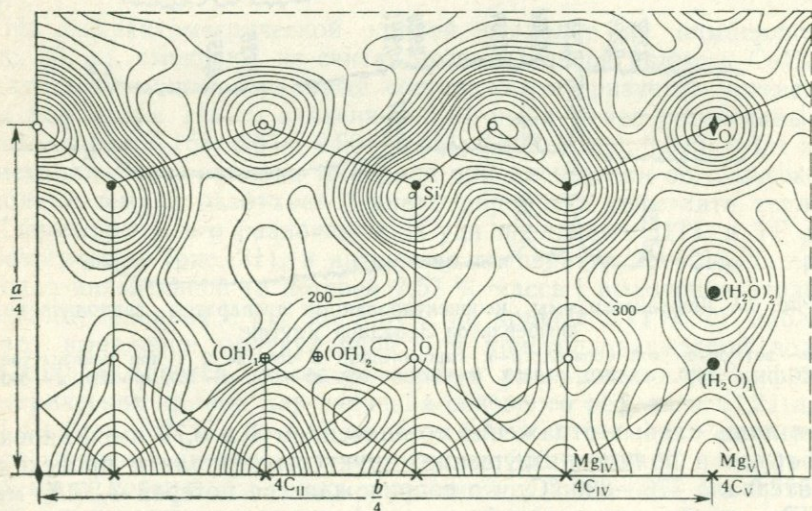


Рис. 32. Проекция Фурье-преобразования на плоскость (001) 1/16 элементарной ячейки сепиолита, по М. Рутеро и К. Чубарю

расстояниями 0,317; 0,288 и 0,256 нм, из которых последний имеет наибольшую интенсивность, что характерно для энстатита. При нагревании до 900 °С, судя по повышению интенсивности рефлексов, происходит собирательная рекристаллизация энстатита, сопровождающаяся потерей 1,91 % массы.

Модель структуры сепиолита с помощью рентгеновского метода была получена в 1955 г. Б. Нэги и В. Бредли и в 1956 г. А. Браунером и А. Прейзингером при нормальной влажности. По данным последних исследователей, в этой структуре катионы

Проведенное в 1975 г. М. Рутеро и К. Чубарем определение кристаллической структуры сепиолита с использованием дифракции электронов (микродифракции) показало, что в условиях вакуума вследствие потери цеолитной воды происходит некоторая ее перестройка. Атом Mg, ранее находившийся в положении IV с вероятностью 1, согласно проекции Фурье на плоскость (001), статистически распределяется между положениями IV и V с вероятностью 1/3 и 2/3 соответственно (см. рис. 32). Вследствие статистического распределения  $Mg_{IV}$  по двум позициям, группы  $OH^-$  и  $(H_2O)_{крст.}$  также распределяются по двум позициям 1 и 2 с вероятностью 1/3 и 2/3. При этом, когда  $(OH)^-$  и  $(H_2O)_{крст.}$  находятся в положении 2, октаэдры в структуре минерала сильно искажаются.

Наличие в структуре сепиолита цеолитной и кристаллизационной воды, выделяющейся в два этапа, а также  $OH^-$  групп подтверждается и данными ИКС. Так, согласно проведенным нами исследованиям, на кривой ИКС исходного образца (рис. 33, а) сепиолиту соответствуют полосы поглощения колебаний Si-O- (валентные — 1210, 1025 и 985 и деформационные — 515, 470, 450, 430 и 415  $см^{-1}$ ), а также Si-O-Si- (785  $см^{-1}$ ) и Si-O-Mg-связей (690, 673 и 650  $см^{-1}$ ). Полосы поглощения с частотами колебаний 1795, 1445, 880 и 720  $см^{-1}$  относятся к примеси  $CaCO_3$ . Кроме того, отмечаются полосы поглощения двух типов молекулярной  $H_2O$  и  $OH^-$  групп, входящих в структуру сепиолита. Молекулы  $H_2O$  первого типа характеризуются полосами поглощения с частотой 1660, 3230 и 3375  $см^{-1}$ , второго типа — 1620, 3570 и 3640  $см^{-1}$ , а группы  $OH^-$  — 3680  $см^{-1}$ . При нагревании до 250 °C интенсивность полос поглощения  $H_2O$  первого типа уменьшается (см. рис. 33, б), что связано с частич-

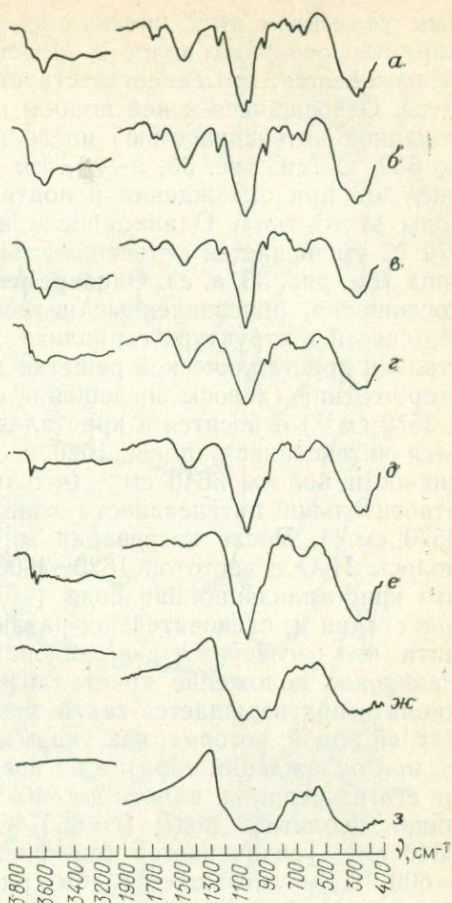


Рис. 33. ИК-спектры сепиолита (см. рис. 30 и 31):

а — воздушно-сухой образец; б—з — прокаленный (в дериватографе) при температуре (°C): б — 250, в — 400, г — 470, д — 600, е — 650, ж — 840, з — 900

ным удалением этих молекул из структуры минерала. При этом характер основных полос в ИК-спектрах сепиолита практически не изменяется, что свидетельствует о «цеолитном» характере этой воды. Относящиеся к ней полосы практически сохраняются (с временной интенсивностью) после прокаливания минерала, вплоть до 650 °С (см. рис. 33, *a—e*), что связано с частичной регидратацией его при охлаждении и подтверждает «цеолитный» характер воды этого типа. Однако после нагревания минерала до 400, и 470 °С уменьшается интенсивность полос поглощения H<sub>2</sub>O второго типа (см. рис. 33, *в, г*). Одновременно с этим расширяются полосы поглощения, обусловленные колебаниями Si-O-, Si-O-Si- и Si-O-Mg-связей в структуре сепиолита. Это соответствует началу перестройки кристаллической решетки минерала и указывает, что вода второго типа (полосы поглощения с частотой колебаний 1620, 3640 и 3570 см<sup>-1</sup>) относится к кристаллизационной. При этом уменьшается интенсивность полос 1620 и 3570 см<sup>-1</sup> с сохранением интенсивности полосы 3640 см<sup>-1</sup> (что отчетливо видно по увеличению относительной интенсивности этой полосы по отношению к полосе 3570 см<sup>-1</sup>). После нагревания минерала до 650 °С сохраняются полосы H<sub>2</sub>O с частотой 1620, 3600 и 3640 см<sup>-1</sup>. Отсюда следует, что кристаллизационная вода (вода второго типа) выделяется в две стадии и, следовательно, различно связана в структуре сепиолита, что согласуется с исследованиями М. Рутеро и К. Чубаря. Различное положение кристаллизационной воды в структуре сепиолита подтверждается также разным взаимодействием их с цеолитной водой, которая, как указывалось выше, может возвращаться при охлаждении образца на воздухе в структуру минерала после его нагревания, вплоть до 840 °С (см. рис. 33, *a—ж*). При наличии цеолитной воды (*t*=650 °С) интенсивность полос 3600 и 3640 см<sup>-1</sup> увеличивается (см. рис. 33, *e*), а при отсутствии (*t*=600 °С) — уменьшается (см. рис. 33, *д*). Это свидетельствует о водородной связи между молекулами кристаллизационной воды первого вида и цеолитной водой. Молекулы другого вида кристаллизационной воды (полоса 3570 см<sup>-1</sup>) значительно слабее взаимодействуют с цеолитной, ибо интенсивность их полос не зависит от количества цеолитной воды. Молекулы H<sub>2</sub>O кристаллизационной воды второго типа и OH-группы (полосы 3600, 3640 и 3680 см<sup>-1</sup>) удаляются одновременно, что сопровождается полной перестройкой структуры и образованием безводного силиката магния — энстатита (см. рис. 33, *з*). Ассоциирующая с сепиолитом примесь кальцита частично начинает разлагаться при 600 °С (см. рис. 33, *д*), а полная диссоциация его завершается к 840 °С (см. рис. 33, *ж*).

Пальгорскит идентифицируется по наличию на дифрактограммах (рис. 34) интенсивного рефлекса 110 со значением 1,05 нм и менее интенсивных отражений со значениями 0,645; 0,542; 0,449; 0,418; 0,369; 0,356; 0,323; 0,261 нм. Наличие Al в структуре минерала обуславливает относительно повышенную интенсивность этих рефлексов по отношению к отражению 110, чем у сепиолита. Ука-



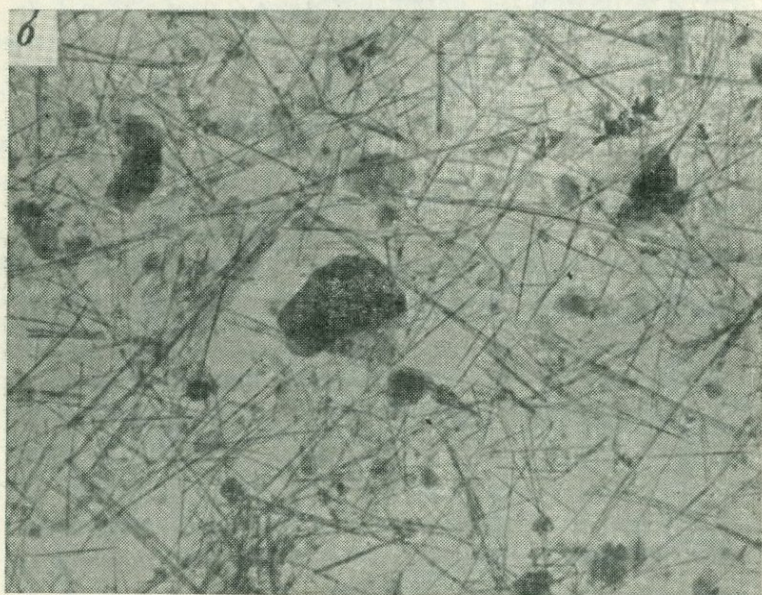


Рис. 35. Электронные микрофотографии сепиолита (а) и палыгорскита (б) с примесью изометрично-пластинчатой гидрослюда. ПЭМ, ув. 12 500

занные кристаллохимические различия между сепиолитом и палыгорскитом определяют также иной характер разложения структуры последнего в процессе его нагревания.

Исходя из слоисто-цепочечной структуры сепиолита и палыгорскита и волокнистой формы их частиц, оси  $a$  и  $c$  элементарной ячейки рассматриваемых минералов для удобства выбираются аналогично направлениям их в слоистых структурах. При этом, как показал в 1959 г. Г. Бриндли, плоскость лентоподобных частиц, совпадающая с поверхностью подложки электронномикроскопического препарата, характеризуется индексом (100). Согласно нашим многочисленным наблюдениям, частицы сепиолита (рис. 35,  $a$ ) несколько шире, чем палыгорскита (рис. 35,  $b$ ).

#### 4. СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (МИНЕРАЛЫ)

Смешанослойные образования, по сравнению с другими минералами, в осадочных породах распространены наиболее широко. В структуре этих образований переменными параметрами являются: число переслаивающихся компонентов, их тип, относительное содержание и характер чередования пакетов разного типа. Чаще всего в природе встречаются двухкомпонентные образования, состоящие из переслаивания либо ди-, либо триоктаэдрических пакетов. К диоктаэдрическим разновидностям относятся сочетания из 1 : 1 неразбухающих и 2 : 1 разбухающих, 2 : 1 неразбухающих и разбухающих, 2 : 1 : 1 (2 : 2) неразбухающих и 2 : 1 разбухающих пакетов. Триоктаэдрические разновидности представлены сочетанием 2 : 1 неразбухающих и разбухающих, 2 : 2 неразбухающих и 2 : 1 разбухающих пакетов, а также переслаивания 2 : 2 разбухающих и неразбухающих пакетов различного типа. Кроме того, среди сочетаний 2 : 1 слоев различного типа выделяются ди-триоктаэдрические разновидности. Наиболее полная систематизация указанных смешанослойных образований приводится в сводках Б. П. Градусова [6] и В. А. Дрица и Б. А. Сахарова [10]. В литературе имеются также указания на наличие в природе смешанослойных образований, состоящих из трех и более компонентов. По соотношению пакетов и их чередованию среди двухкомпонентных смешанослойных образований выделяются три типа. К первому, сравнительно редко встречающемуся в природе типу относятся упорядоченные образования с содержанием по 50 % каждого из пакетов при строгом чередовании их по закону  $ABAB...$  Второй тип включает более широко распространенные структуры с переменным содержанием отдельных пакетов, которые могут чередоваться как с различной тенденцией к упорядоченности, так и с полным беспорядком расположения их в кристаллах. Генетически эти два типа охватывают либо гидротермальные смешанослойные образования, либо фазы, возникшие за счет аградации монтмориллонита вулканогенного происхождения. Они относятся, как правило, к наиболее гомогенным образованиям по соотношению различных пакетов в отдельных кристаллах. К третьему типу могут быть

отнесены образования, в которых объединяются резко гетерогенные фазы. Последние возникают в процессе деградации преимущественно триоктаэдрических слюд, а также стадийных превращений других минералов. В связи с этим, частицы их имеют в той или иной степени сегрегированное строение, вплоть до полного обособления микроблоков отдельных минералов, т. е. до возникновения механической смеси собственно гидрослюды и смешанослойной фазы. С энергетических позиций для формирования смешанослойных образований [10] необходимо, чтобы  $(I_{AB} + I_{BA})$  была  $> (I_{AA} + I_{BB})$ , где  $I_{AB}$ ,  $I_{BA}$ ,  $I_{AA}$  и  $I_{BB}$  — потенциальная энергия связи между указанными парами пакетов, типа *A* и *B*.

Каолинит-монтмориллонитовые смешанослойные образования считались до последнего времени маловероятными фазами, в связи с некоторым несоответствием состава и параметров элементарных ячеек входящих в их структуру пакетов. Однако детальные исследования этих образований [10], в том числе полученные расчетным путем дифрактометрические кривые от моделей структур с определенным соотношением отдельных пакетов и порядком их чередования [6], показали реальность их существования в породах различного типа.

На дифрактометрических кривых (рис. 36, обр. I, *a*,  $a_1$  и II—III,  $a_1$ ) каолинит-монтмориллонитовых смешанослойных образований с преобладанием каолинитовых пакетов присутствуют интенсивные рефлексы со значениями, промежуточными между  $d_{001} = 0,715$  нм каолинита и  $d_{001} = 1,24$  или  $1,54$  нм монтмориллонита, а также  $d_{002} = 0,357$  нм каолинита и  $d_{004} = 0,31$  или  $0,385$  нм монтмориллонита (соответственно с Na и одним или Ca и двумя молекулярными слоями воды). Диагностируются указанные фазы по специфическому в каждом случае изменению положения рефлексов после насыщения препаратов органическими наполнителями (чаще глицерином) и прокаливания их при 300—350 °С. Так, при наличии в каолинит-монтмориллонитовой смешанослойной фазе пакетов Na-монтмориллонита рефлекс 001/002 после насыщения глицерином или прокаливания препарата смещается в сторону больших значений углов  $\theta$  (см. рис. 36, обр. I, *б*, *г* и обр. II, *б*, *в*). В то же время в случае присутствия в рассматриваемой фазе пакетов Ca-монтмориллонита отражение 001/002 при указанных обработках смещается в сторону меньших углов  $\theta$  (см. рис. 36, обр. III, *б*, *в*). Необходимо подчеркнуть, что после прокаливания образцов при 500 °С (см. рис. 36, обр. II—III, *д*) рефлексы каолинит-монтмориллонитового образования исчезают, в то время как отражения неполностью дегидратированного при этой температуре разбухающего минерала, который ассоциирует с указанной выше фазой, проявляются более четко.

Дериватограмма рассмотренной смешанослойной фазы, как, например, из коры выветривания диабазовых порфиров Орской депрессии Приуралья (рис. 37, *а*), близка к свойственной каолиниту, однако, кроме дополнительного низкотемпературного эндоэф-

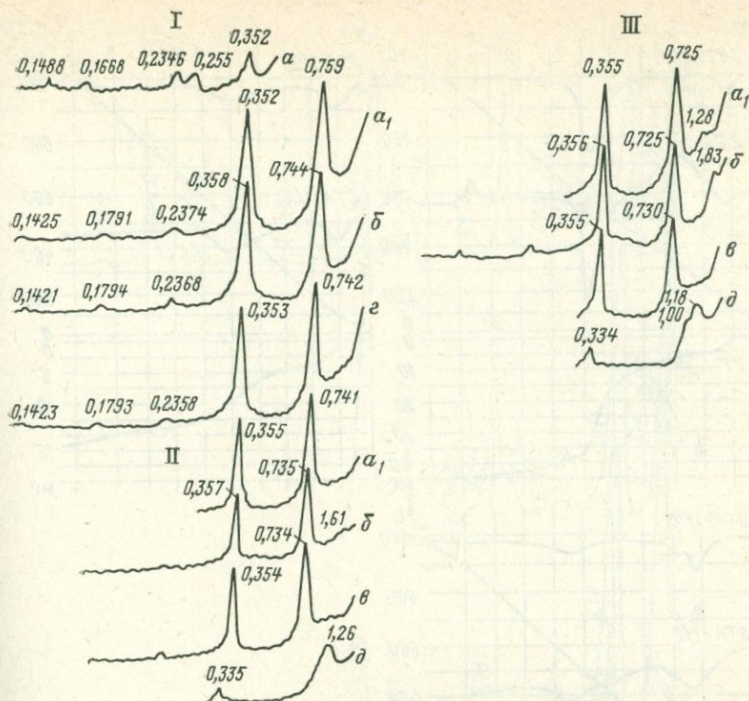


Рис. 36. Дифрактограммы каолинит-монтмориллонитового смешанослойного образования из красноцветных кор выветривания на андезито-базальтах Аджарии (I), на диабазовом порфирите Орской депрессии (II), из продуктов гидротермальной деятельности сольфатарного поля ( $t=60^{\circ}\text{C}$ , кислые воды) о-ва Кунашир (III):

$a, a_1$  — воздушно-сухой образец;  $б$  — насыщенный глицерином;  $в-д$  — прокаленный в течение 1 ч при температуре ( $^{\circ}\text{C}$ ):  $в$  — 300,  $г$  — 350,  $д$  — 500;  $a$  — неориентированный препарат,  $a_1-д$  — ориентированные

фекта при  $t=125^{\circ}\text{C}$ , на кривых ДТГ и ТГ рассматриваемой фазы отмечается медленная потеря массы в интервале  $630-790^{\circ}\text{C}$ .

Позднее (в 1983 г.) Б. А. Сахаровым с соавторами была выделена разновидность с переслаиванием каолинитовых и монтмориллонитовых пакетов, в которой преобладают последние. Диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования доминируют в осадочных породах. В свою очередь, их триоктаэдрические аналоги представляют реликтовые минералы кор выветривания, главным образом основных и ультраосновных пород.

Монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования присутствуют в природе в виде двух типов. К первому относится строго упорядоченная форма, выделяемая под названием ректорит. Этот минерал имеет гидротермальное происхождение и состоит из жестко скрепленных пар слюдястых слоев, разделенных монтмориллонитовым промежутком. Между жестко скрепленными (неразбухающими) слоями в структуре минерала может находиться

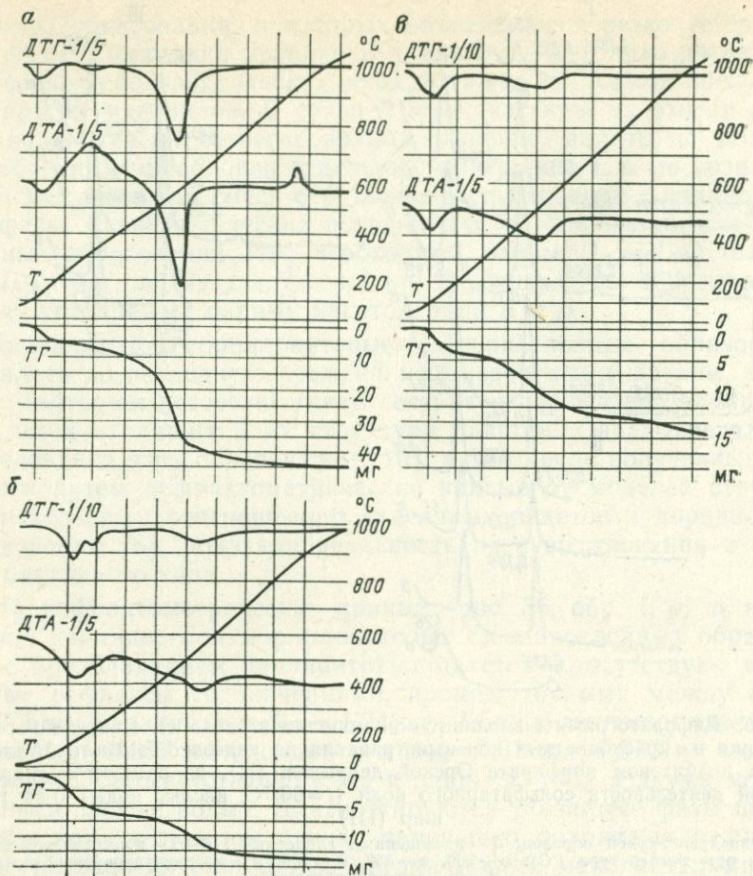


Рис. 37. Дериватограммы каолинит-монтмориллонитового смешанослойного образования (а — см. рис. 36, II) в воздушной среде и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования из вулканогенных пород верхнего альба района Дашгелян (б, в), в атмосфере азота:

а, б — исходные образцы; в — обр. б, обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl. Усл. обозначения см. на рис. 4

как Na (рис. 38, а—г), так и K (рис. 38, д), т. е. эти промежутки имеют либо парагонито- (0,975 нм), либо серицитоподобную (1 нм) природу. Соответственно в межслоях разбухающего типа молекулы  $H_2O$  могут быть связаны с Na и Ca катионами. Так, для Наректорита с Ca и двумя молекулярными слоями  $H_2O$   $d_{001}=2,44$  нм, а для аналогичной разновидности минерала, но с Na и одним слоем молекул  $H_2O$   $d_{001}=2,14$  нм. В этих промежутках может быть также смешанный состав катионов (см. рис. 38, б, в).

Особенностью ректорита является практически полное отсутствие в структуре Fe и Mg, а также высокая степень замещения

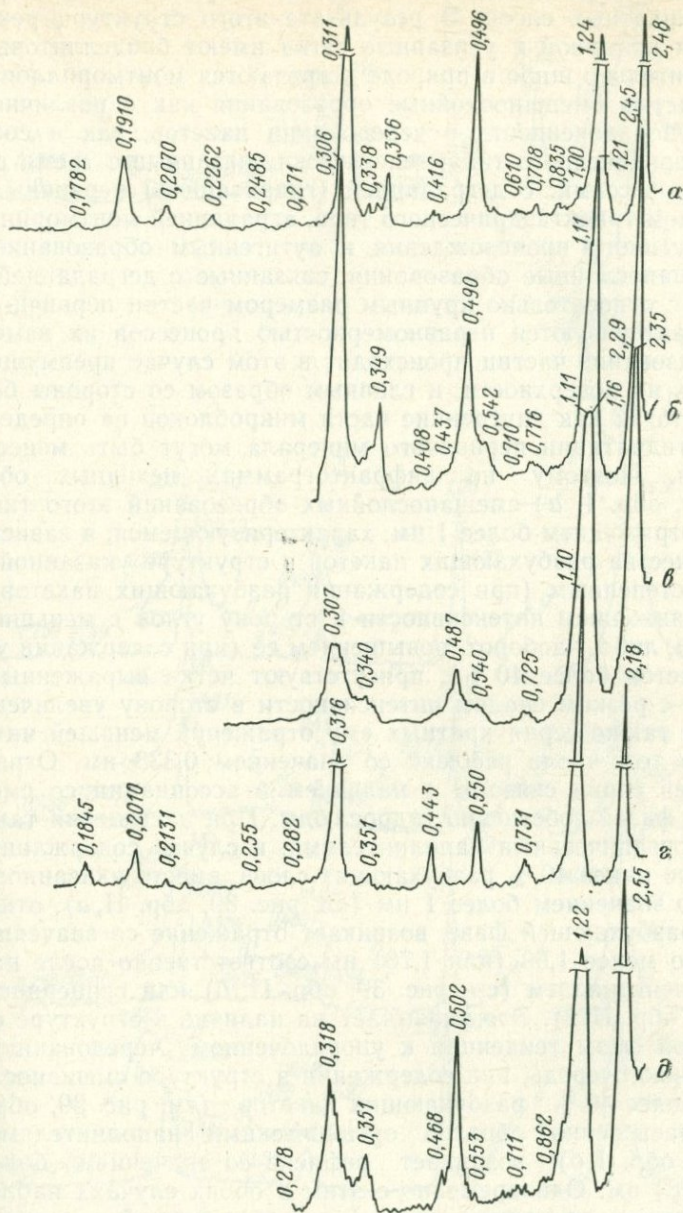


Рис. 38. Дифрактограммы воздушно-сухих образцов ректорита из Дагестана (а—г) и Таджикистана (д) с различным содержанием молекул воды в лабильном межслоевом промежутке:  
 а, д — с  $2\text{H}_2\text{O}$ ; б — с преобладанием  $2\text{H}_2\text{O}$ ; в — с преобладанием  $1\text{H}_2\text{O}$ ; г — с  $1\text{H}_2\text{O}$ ; а—г — с Na; д — с K между жестко соединенными слоями

Si на Al в тетраэдрических сетках со стороны жестко скрепленных силикатных слоев. В результате этого структура ректорита является полярной и указанные сетки имеют бейделлитовый тип.

Значительно шире в природе встречаются монтмориллонит-гидрослюдастые смешанослойные образования как с различной степенью упорядоченности в чередовании пакетов, так и собственно неупорядоченного типа, генетически связанные с тремя различными процессами: с деградацией (гидратацией) первичных слюд в основном триоктаэдрического типа, агрегацией монтмориллонита вулканогенного происхождения и аутигенным образованием.

Смешанослойные образования, связанные с деградацией слюд, в связи с относительно крупным размером частиц первичной слюды, характеризуются неравномерностью процессов их изменения. Преобразование частиц происходит в этом случае преимущественно вдоль их поверхности, и главным образом со стороны боковых сколов, тогда как внутренние части микроблоков на определенной стадии гидратации первичного минерала могут быть менее измененными. Поэтому на дифрактограммах исходных образцов (рис. 39, обр. I, а) смешанослойных образований этого типа, наряду с отражением более 1 нм, характеризующемся, в зависимости от количества разбухающих пакетов в структуре указанной фазы, либо постепенным (при содержании разбухающих пакетов менее 40 %) снижением интенсивности в сторону углов с меньшим значением  $\theta$ , либо, наоборот, повышением ее (при содержании указанных пакетов более 40 %), присутствуют четко выраженный 1-нм рефлекс с резким спадом интенсивности в сторону увеличения углов  $\theta$ , а также серия кратных ему отражений меньшей интенсивности, в том числе рефлекс со значением 0,333 нм. Отражение последней серии связано с наличием в ассоциации со смешанослойной фазой собственно гидрослюда. При насыщении таких образцов органическими наполнителями, в случае содержания в их структуре менее 40 % разбухающих слоев, вместо указанного рефлекса со значением более 1 нм (см. рис. 39, обр. II, а), относящегося к разбухающей фазе, возникает отражение со значением более 1, но менее 1,69 (или 1,78) нм соответственно после насыщения этиленгликолем (см. рис. 39, обр. II, б) или глицерином (см. рис. 39, обр. II, в). Это указывает на наличие в структуре смешанослойной фазы тенденции к упорядоченному чередованию пакетов. В свою очередь, при содержании в структуре смешанослойной фазы более 40 % разбухающих пакетов (см. рис. 39, обр. I, а) после насыщения образца органическими наполнителями (см. рис. 39, обр. I, б) возникает рефлекс со значением более 1,69 (или 1,78) нм. Одновременно с этим в обоих случаях наблюдается рефлекс со значением менее 1 нм, образующий, в зависимости от количественного содержания смешанослойной фазы, различную по выразительности асимметрию 1-нм рефлекса (для K слюд) и 0,975 нм (для Na слюд). После прокаливании образцов при 600 °C (см. рис. 39, обр. I, г и II, г) разбухающие слои смешанослойной фазы за счет дегидратации сжимаются с возникновением серий

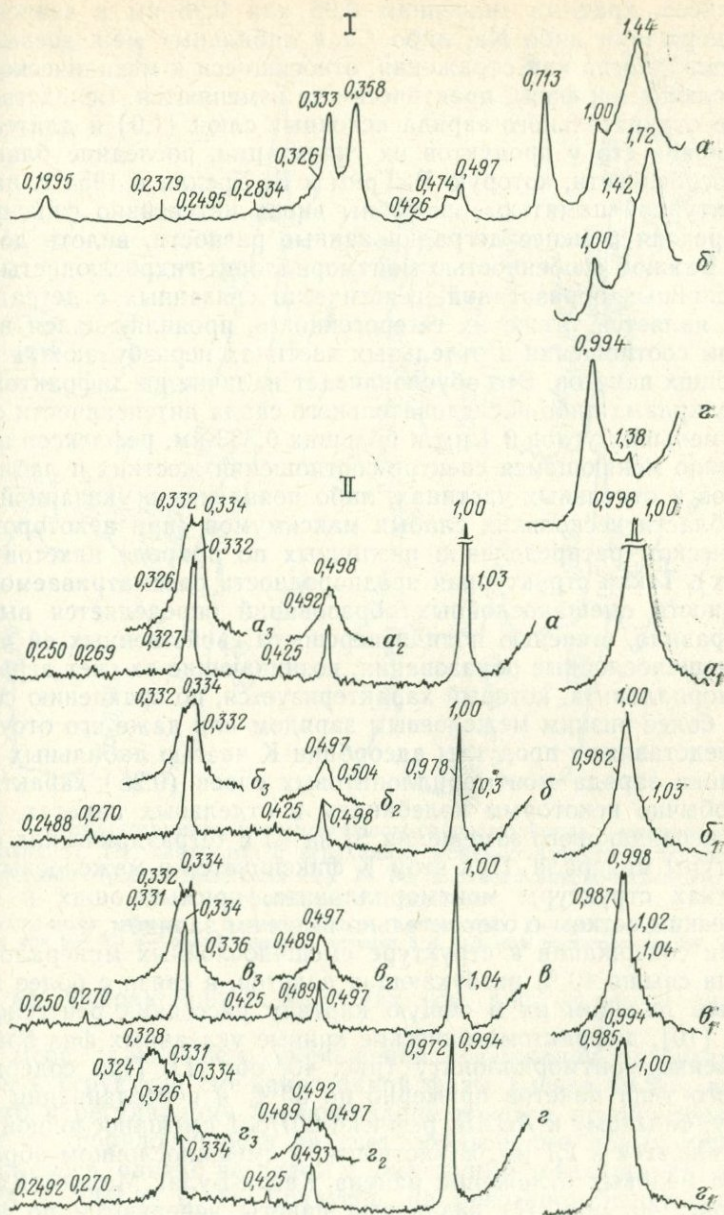


Рис. 39. Дифрактограммы деградированной слюды (механическая смесь слюдистой фазы и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования) из темно-серой глины майкопского возраста района Элисты (I) и красноватых аргиллитов дорбинской свиты рифея по р. Нянага Охотского массива (II):

$\alpha$  — воздушно-сухой образец,  $\beta$  — насыщенный этиленгликолем,  $\gamma$  — насыщенный глицерином,  $\delta$  — прокаленный в течение 2 ч при 600 °С. Скорость вращения счетчика ( $2\theta$ ):  $\alpha$ — $\gamma$  — 1°/мин,  $\alpha_1$ — $\alpha_3$  — 0,125°/мин

рефлексов, кратных значениям 0,96 или 0,98 нм в зависимости от содержания либо Na, либо Ca в лабильных межслоевых промежутках, тогда как отражения, относящиеся к механической примеси слюдистой фазы, практически не изменяются. Вследствие высокого отрицательного заряда исходных слюд (1,0) и длительного сохранения его у продуктов их гидратации, последние благодаря этой особенности, которую Р. Грим и В. Бредли в 1954 г. назвали «структурной памятью», способны вновь интенсивно фиксировать K, переходя в менее деградированные разновидности, вплоть до серицита. Важной особенностью монтмориллонит-гидроslюдистых смешанослойных образований, генетически связанных с деградацией слюд, является также их гетерогенность, проявляющаяся в переменном соотношении в отдельных частицах неразбухающих и разбухающих пакетов. Это обуславливает наличие на дифрактометрических кривых либо последовательного спада интенсивности со стороны меньших углов  $\theta$  1 нм и больших 0,333-нм, рефлексов при непрерывно меняющемся спектре соотношения жестких и лабильных пакетов в отдельных частицах, либо появление в указанной угловой области нескольких слабых максимумов (при некотором статистическом распределении различных по природе пакетов в частицах). Такая структурная неоднородность рассматриваемой разновидности смешанослойных образований определяется высокой, как правило, степенью полидисперсности свойственных ей частиц.

Смешанослойные образования, возникающие за счет аградации монтмориллонита, который характеризуется, по сравнению со слюдами, более низким межслоевым зарядом или даже его отсутствием, представляют продукты адсорбции K частью лабильных слоев. Величина заряда монтмориллонитовых слоев (0,25) характеризуется обычно некоторым колебанием в отдельных пакетах, вследствие неодинакового замещения Si на Al в тетраэдрических сетках структуры минерала. При этом K фиксируется в межслоевых промежутках структуры монтмориллонита, примыкающих к тетраэдрическим сеткам с относительно высоким зарядом.

При содержании в структуре смешанослойных минералов этого типа свыше 40 % разбухающих пакетов, в связи с более значительным вкладом их в общую картину рассеяния рентгеновских лучей [10], дифрактометрические кривые указанных фаз близки к собственно монтмориллониту (рис. 40, обр. I). При содержании каждого типа пакетов примерно по 50 % и переслаивании их по закону, близкому к *АВАВ*, рефлекс 001/001 смешанослойной фазы приближается к 2,7 нм. В частности, в смешанослойном образовании из меловых отложений района Казан-Булаг Малого Кавказа (см. рис. 40, обр. II) различные пакеты чередуются по закону *ААВ* и *АВВ*. Однако эту близкую к упорядоченной фазу нельзя отождествлять с ректоритом лишь на основании формального сходства переслаивающихся пакетов в ее структуре, как это считали В. Д. Шутов и др. [8]. Несмотря на то что тип чередующихся пакетов в этих фазах близок, химизм их не идентичен, что отражается в различном соотношении интенсивностей рефлексов на при-

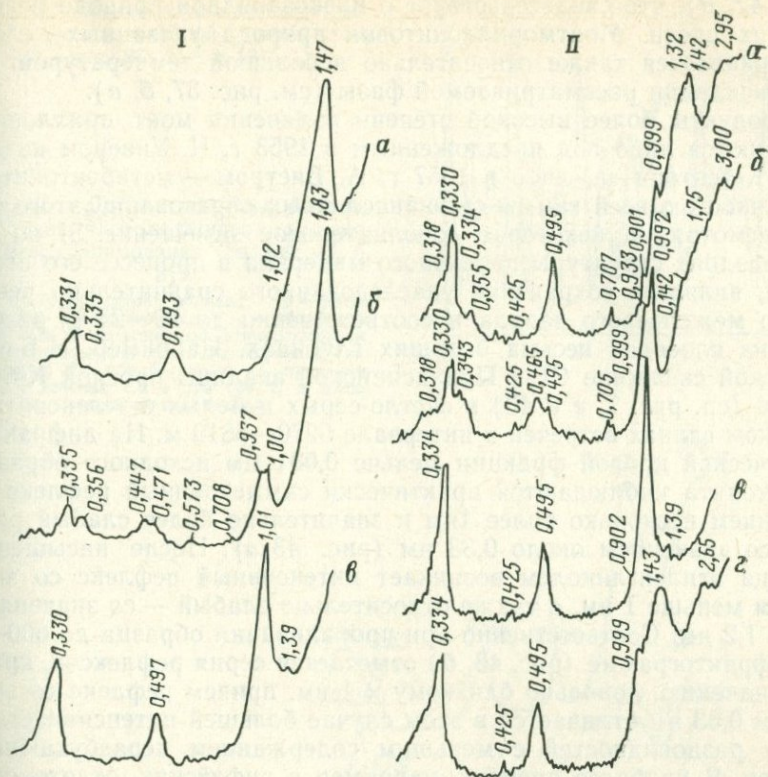


Рис. 40. Дифрактограммы монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований (I, II), связанных с аградацией монтмориллонита вулканогенного происхождения (Казан-Булагская скв. № 38, верхнеконьякско-нижнесантонские туфогенные отложения):

*a* — воздушно-сухой образец, *б* — насыщенный глицерином; *в* — прокаленный в течение 1,5 ч при 600 °С, *г* — обработанный в течении 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl

сущих им дифракционных картинах (см. рис. 38, *a*—*д*; рис. 40, обр. II).

По мере дальнейшего уменьшения содержания разбухающих пакетов в структуре смешанослойной фазы (менее 40 %), вместо близкого к регулярному переслаиванию пакетов приобретает тенденцию к упорядоченности за счет образования новых неразбухающих слоев, однако не рядом с уже сформировавшимися, а, как показал в 1969 г. Б. П. Градусов, на некотором расстоянии от ранее возникших слюдоподобных слоев (рис. 41). После насыщения исходной фракции (рис. 42, *a*) такой фазы этиленгликолем (рис. 42, *б*) или обработанной либо Ca+этиленгликолем (рис. 42, *в*), либо Mg+глицерином (рис. 42, *г*) возникают два рефлекса: со значением более 1, но менее 1,7 нм, а также менее 1 нм. При насыщении образца Li и прокаливании до 300 °С последующее насыщение образца глицерином не показывает эффекта разбухания

(рис. 42, *д*), что свидетельствует о низкозарядной природе разбухающих слоев. Монтмориллонитовая природа указанных слоев подчеркивается также относительно небольшой температурой дегидроксидации рассматриваемой фазы (см. рис. 37, *б, в*).

Продукты более высокой степени изменения монтмориллонита выделяются либо под предложенным в 1953 г. Ч. Уивером названием К-бентонитов, либо в 1957 г. А. Бистром — метабентонитов. Особенностью всей гаммы смешанослойных образований этого типа, несмотря на некоторое дополнительное замещение Si на Al в тетраэдрах структуры первичного минерала в процессе его аградации, является сохранение унаследованного сравнительно невысокого межслоевого заряда и соответственно до 20—25 % разбухающих слоев на весьма больших глубинах. Например, в Биикжальской скважине СГ-2 Прикаспийской впадины прослой К-бентонита (ср. рис. 7, *е* и 43) в светло-серых и белых с зеленоватым оттенком глинах встречен в интервале 5270—5310 м. На дифрактометрической кривой фракции мельче 0,001 мм исходного образца К-бентонита наблюдаются практически симметричный рефлекс со значением несколько более 1 нм и значительно более слабый рефлекс со значением около 0,33 нм (рис. 43, *а*). После насыщения образца этиленгликолем возникает интенсивный рефлекс со значением меньше 1 нм, а также относительно слабый — со значением около 1,2 нм. Соответственно при прокаливании образца до 600 °С на дифрактограмме (рис. 43, *б*) отмечается серия рефлексов, кратных значению, довольно близкому к 1 нм, причем рефлекс со значением 0,33 нм отличается в этом случае большей интенсивностью, чем у разновидностей с меньшим содержанием неразбухающих пакетов. В наиболее древних, например в рифейских, отложениях Северо-Востока СССР (Омолонский массив), К-бентониты, вследствие высокой степени преобразования содержащих их пород, весьма близки к гидрослюдам (см. рис. 12) политипной модификации 1М. Кроме того, сохранение даже в этом случае существенного сжатия кристаллической решетки и гомогенность материала по соотношению в отдельных частицах разбухающих и неразбухающих пакетов показывает резкое отличие их от минералов собственно слюдяного типа. В соответствии с меньшей стойкостью политипа 1М в природе указанная фаза при обработке HCl претерпевает более значительные изменения. Это отражается на большем, по сравнению с политипом 2М<sub>1</sub>, расширении полосы с частотой 1030 см<sup>-1</sup> на кривых ИКС (см. рис. 15, обр. I, *в, е* и II, *в, е*) и повышенным выносе элементов из К-бентонитов [32]. Последнее обуславливает увеличение части сжимающихся пакетов в структуре смешанослойной фазы после прокаливании ее при 600 °С, что особенно четко проявляется в увеличении интенсивности относящегося к ней рефлекса 003/005 со значением 0,328 нм (см. рис. 12, *е*), по сравнению с необработанным HCl образцом (см. рис. 12, *з*).

Смешанослойные образования, возникающие по монтмориллониту, характеризуются относительной гомогенностью, т. е. состоят из кристаллов, содержащих только, в зависимости от степени агра-

Рис. 41. Кривая Фурье-преобразования смешанослойной фазы (см. рис. 37, б, в и 42)

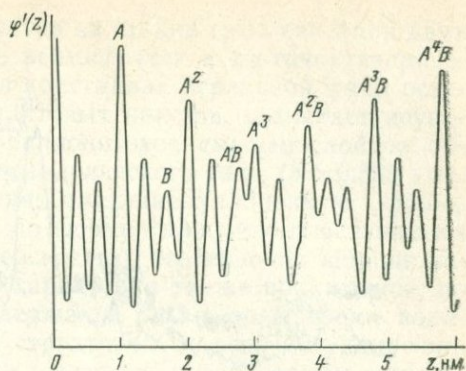
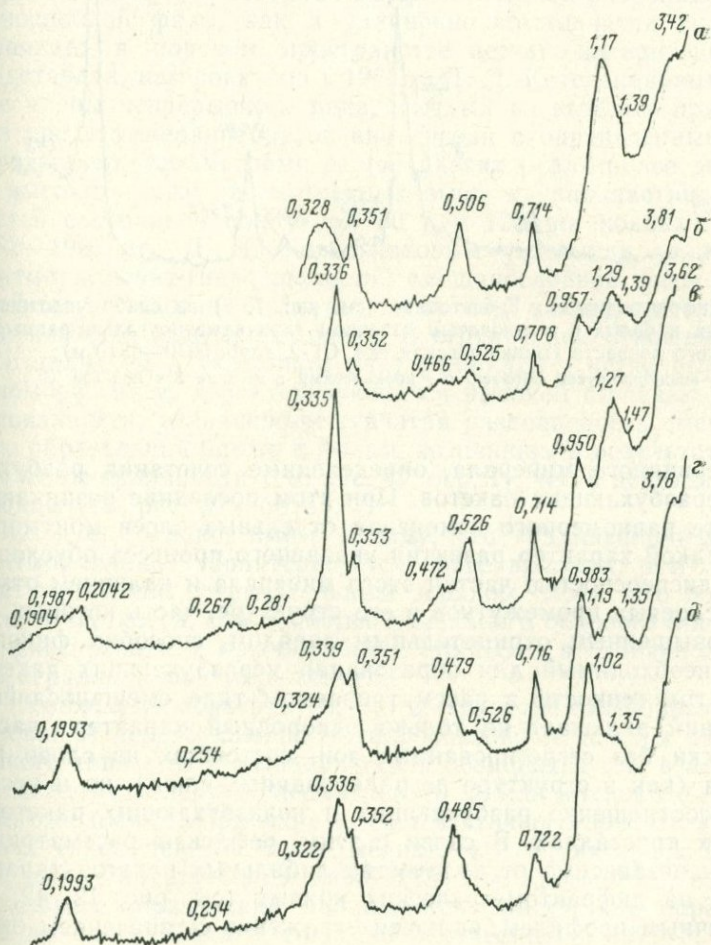


Рис. 42. Дифрактограммы монтмориллонит-гидрослоистого смешанослойного образования (см. рис. 37, б, в):

*a* — воздушно-сухой образец; *б* — насыщенный этиленгликолем; *в* — обработанный Са и насыщенный этиленгликолем; *г* — обработанный Mg и насыщенный глицерином; *д* — обработанный Li, прокаленный в течение 1,5 ч при 300 °С и насыщенный глицерином



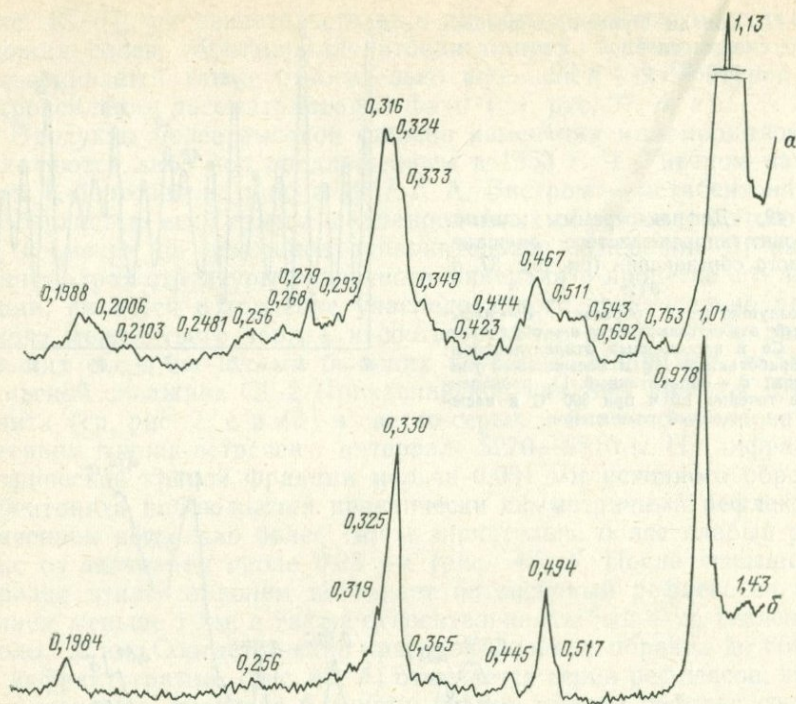


Рис. 43. Дифрактограмма К-бентонита (см. рис. 7, е) из слабо уплотненных светло-серых и белых с зеленоватым оттенком глин каменноугольно-раннепермского возраста (Бинкжалская скв. СГ-2, глуб. 5270—5310 м):

а — воздушно-сухой образец, б — прокаленный в течение 2 ч при 600 °С

дации первичного минерала, определенные сочетания разбухающих и неразбухающих пакетов. При этом последние возникают в результате равномерного изменения отдельных слоев монтмориллонита. Такой характер развития указанного процесса обусловлен высокой дисперсностью частиц этого минерала и наличием открытых межслоевых промежутков в его структуре, часть которых, обладая повышенным отрицательным зарядом, способна фиксировать К, необходимый для образования неразбухающих пакетов. Понятие гомогенности в рассматриваемом типе смешанослойных образований включает не только однородный характер частиц практически без сегрегированных зон, состоящих из слоев разного типа (как в структуре деградированных слюд), но и весьма близкое соотношение разбухающих и неразбухающих пакетов в отдельных кристаллах. В связи с этим, рефлексы рассматриваемой фазы независимо от количества лабильных пакетов характеризуются на дифрактометрических кривых (см. рис. 12, 42, 43) симметричным профилем, включая отражение со значением около 0,33 нм.

В корях выветривания долеритов на стадии гомогенизации двух первично сосуществующих фаз: вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита, когда в кристаллах первичной фазы остается лишь около 10 % вермикулитовых пакетов, возникает неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование (рис. 44, обр. I) диоктаэдрического типа ( $b \approx 0,895$  нм).

Смешанослойные образования, имеющие удлиненную форму частиц, отличаются от близких по форме удлиненно-пластинчатых гидрослюдов более высокой дисперсностью, особенно по ширине частиц (см. рис. 23, б). Для них характерно также пониженное, по сравнению с гидрослюдами, содержание  $K_2O$  и повышенное количество разбухающих пакетов в структуре. Аналогично удлиненно-пластинчатым гидрослюдам они относятся к аутигенным минералам, которые кристаллизуются из растворов, содержащих Si, Al и, самое главное, K. Указанная морфологическая разновидность смешанослойной фазы, как и удлиненно-пластинчатая гидрослюда, возникает в поровом пространстве песчано-алевритовых пород, представляя, как показано в 1965 г. Д. Д. Котельниковым, отдельные члены непрерывного ряда, каждый из которых при наличии K в среде минералообразования связан с определенными термобарическими параметрами ее (от низких — для более дисперсных до высоких — для рассмотренных выше крупнопластинчатых разновидностей с огранкой под углом 60 или  $120^\circ$  на концах). Ранее, в 1962—1965 гг., Д. Д. Котельниковым указанная разновидность монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы на основе морфологии частиц была выделена под названием «удлиненно-чешуйчатого» монтмориллонита. В структурном отношении, в связи с наличием в указанном ряду разностей с четко выраженным идиоморфизмом, характеризующихся высокой степенью окристаллизованности, удлиненно-чешуйчатая разновидность смешанослойного образования ближе к фазам, возникшим в результате аградации монтмориллонита (см. рис. 40, обр. I), чем к деградированным слюдам (см. рис. 39, обр. I).

Следует, однако, иметь в виду, что «удлиненно-чешуйчатый» монтмориллонит характеризуется более высоким, чем собственно монтмориллонит, отрицательным зарядом слоев. Это подчеркивается, в частности, способностью указанного образования интенсивно фиксировать K при обработке его КОН, в отличие от продуктов аградации монтмориллонита.

Необходимо подчеркнуть, что в структуре смешанослойных образований неразбухающие — гидрослюдистые пакеты диоктаэдрического типа с Al в октаэдрических позициях и с K в межслоевых промежутках следует рассматривать не как мусковито-, а как серицитоподобные. При этом за счет частичного присутствия в межслоях таких пакетов более мелких, чем K, катионов Na и Mg, они имеют высоту 0,99 и даже 0,98 нм. Кроме того, в структуре указанных образований наблюдается присутствие парагонитоподобных слоев. Однако, согласно полученным в 1977 г. О. В. Сидоренко данным, структура парагонита является менее устойчи-

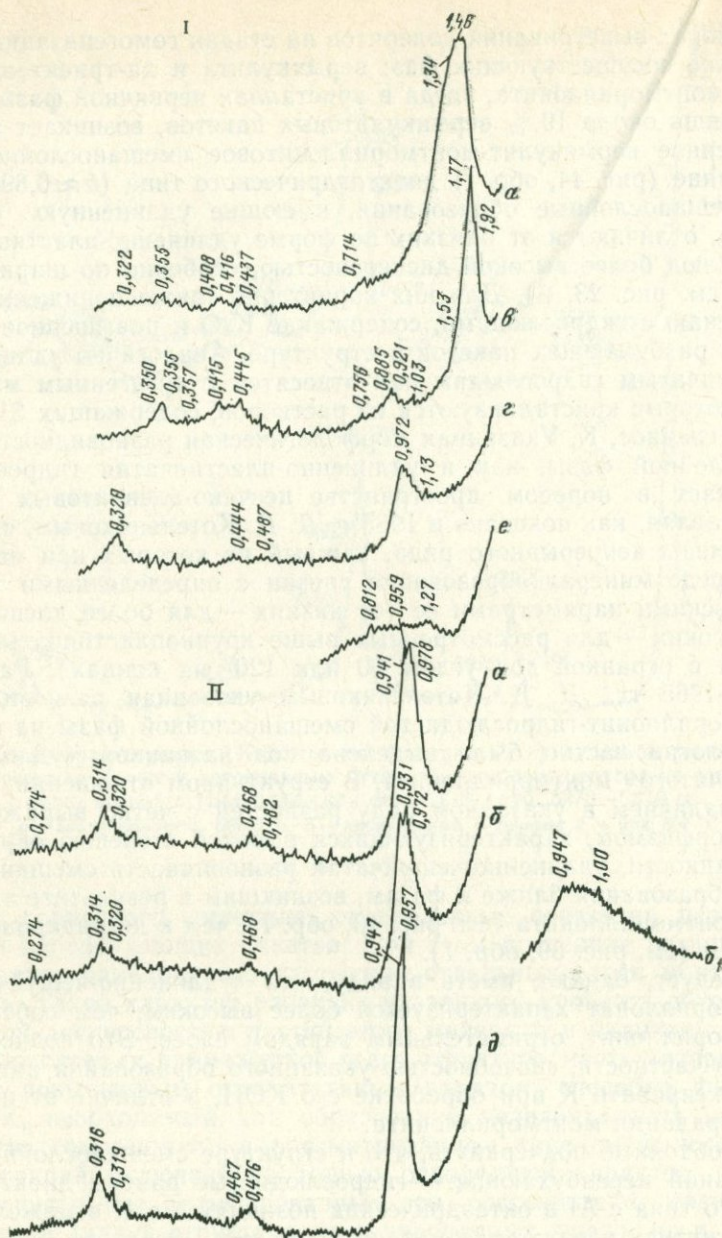


Рис. 44. Дифрактограммы неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования с содержанием  $\sim 90\%$  монтмориллонитовых пакетов (I) из продуктов выветривания долеритов (Западная Якутия, скв. № 202/44, глуб. 24,5 м) и алиеттита (II) из аргиллита (юг Сибирской платформы, Ванаварская скв. № 1, глуб. 3052,3—3059,2 м, верхняя часть оскобинской свиты):

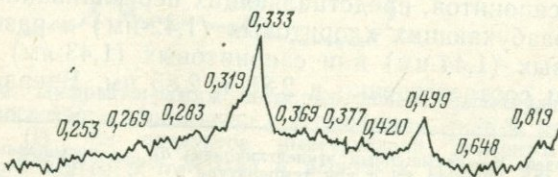
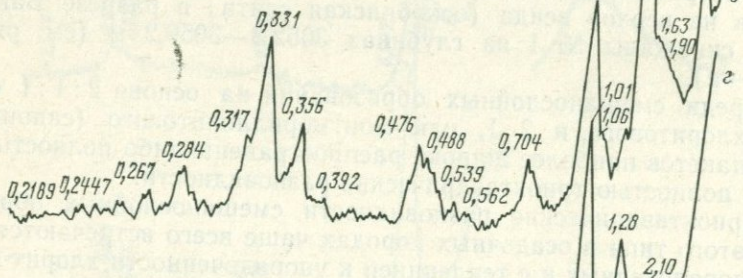
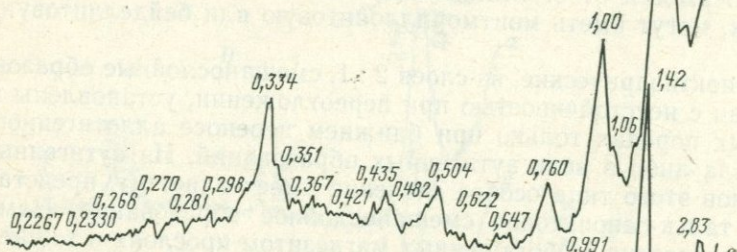
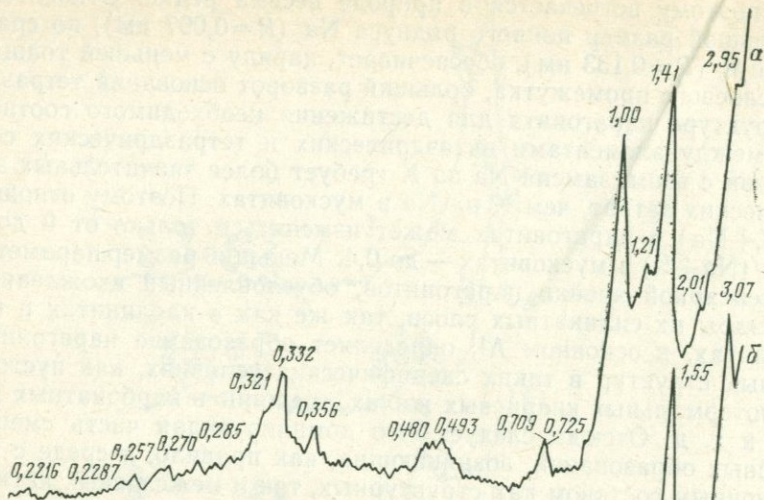
вой, поэтому встречается в природе весьма редко. Относительно небольшой размер ионного радиуса Na ( $R=0,097$  нм), по сравнению с K ( $R=0,133$  нм), обеспечивает, наряду с меньшей толщиной межслоевого промежутка, больший разворот оснований тетраэдров в структуре парагонита для достижения необходимого соответствия между элементами октаэдрических и тетраэдрических сеток. В связи с этим, замена Na на K требует более значительных энергетических затрат, чем K на Na в мусковитах. Поэтому отношение  $K/(K+Na)$  в парагонитах может изменяться только от 0 до 0,2, а  $Na/(Na+K)$  в мусковитах — до 0,4. Меньший размер параметра  $b$  элементарной ячейки парагонитов, обусловленный вхождением в октаэдры их силикатных слоев, так же как в каолинитах и пиррофиллитах, в основном Al, определяет образование парагонитоподобных структур в таких специфических условиях, как пустоты в гидротермальных кварцевых жилах, трещины в карбонатных породах и т. д. Отсюда следует, что доминирующая часть смешанослойных образований, возникающих, как правило, в среде с поликатионным составом как структурных, так и межслоевых катионов, формируется на основе серицитоподобных пакетов или возникающих за счет изоморфного замещения Al в основном на  $Fe^{3+}$  и  $Fe^{2+}$  пакетов глауконитового типа. Соответственно разбухающие слои, в зависимости от степени замещения Si на Al в тетраэдрических сетках, могут иметь монтмориллонитовую или бейделлитовую природу.

Триоктаэдрические, из слоев 2 : 1, смешанослойные образования, в связи с неустойчивостью при переотложении, установлены в осадочных породах только при ближайшем переносе аллотигенного материала либо в виде аутигенных образований. Из аутигенных минералов этого типа особое значение имеет алиеттит, представляющий тальк-сапонитовое смешанослойное образование. Нами эта фаза встречена в обогащенных магнезитом прослоях в толще доломитов из верхов венда (оскобинская свита) в разрезе Ванаварской скважины № 1 на глубинах 3052,3—3059,2 м (см. рис. 44 II,  $a-v$ ).

Среди смешанослойных образований на основе 2 : 1 : 1 (2 : 2), или хлоритового, и 2 : 1, или монтмориллонитового (сапонитового), пакетов наиболее широко распространены либо полностью ди-, либо полностью триоктаэдрические разновидности.

Триоктаэдрические разновидности смешанослойных образований этого типа в осадочных породах чаще всего встречаются в виде упорядоченных и с тенденцией к упорядоченности хлорит-вермикулитов и хлорит-сапонитов, представляющих переслаивание в одной структуре неразбухающих хлоритовых (1,42-нм) и разбухающих вермикулитовых (1,44-нм) или сапонитовых (1,43-нм) слоев с общим периодом соответственно в 2,86 и 2,85 нм. Впервые ми-

$a$  — воздушно-сухой образец;  $b$  — насыщенный этиленгликолем;  $b_1, v$  — насыщенный глицерином;  $g, d$  — прокаленный в течение 1,5 ч при температуре 500 °C ( $g$ ) и 2 ч при 600 °C ( $d$ );  $e$  — обработанный в течение 8 ч теплой  $CH_3COOH$ . Скорость вращения счетчика (20):  $a-g$  — 1°/мин,  $b_1$  — 0,125°/мин



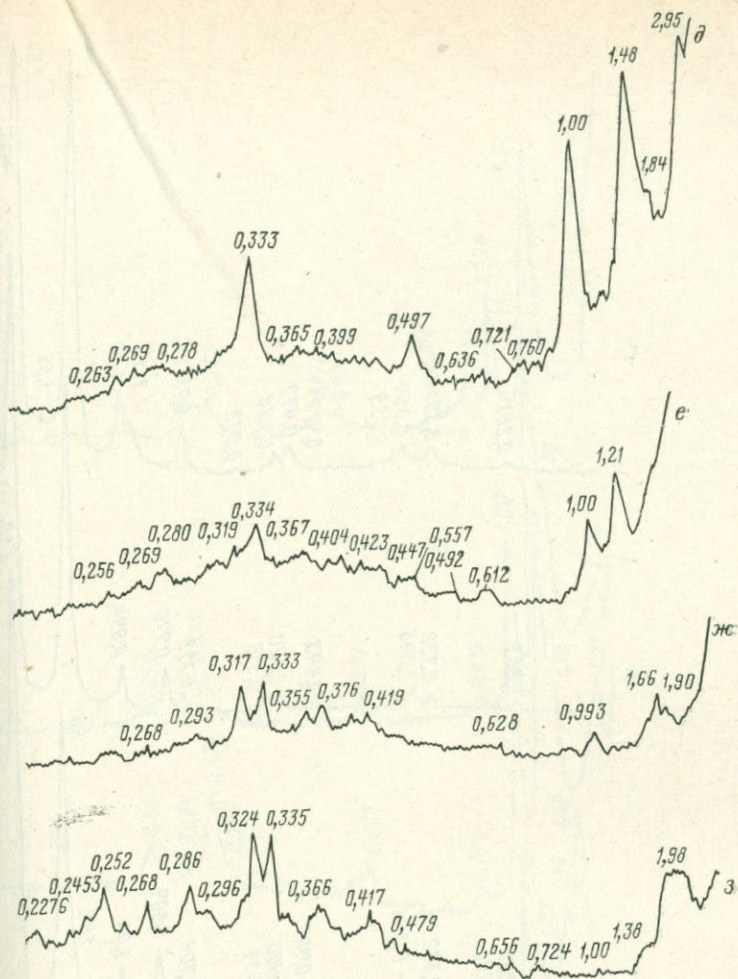
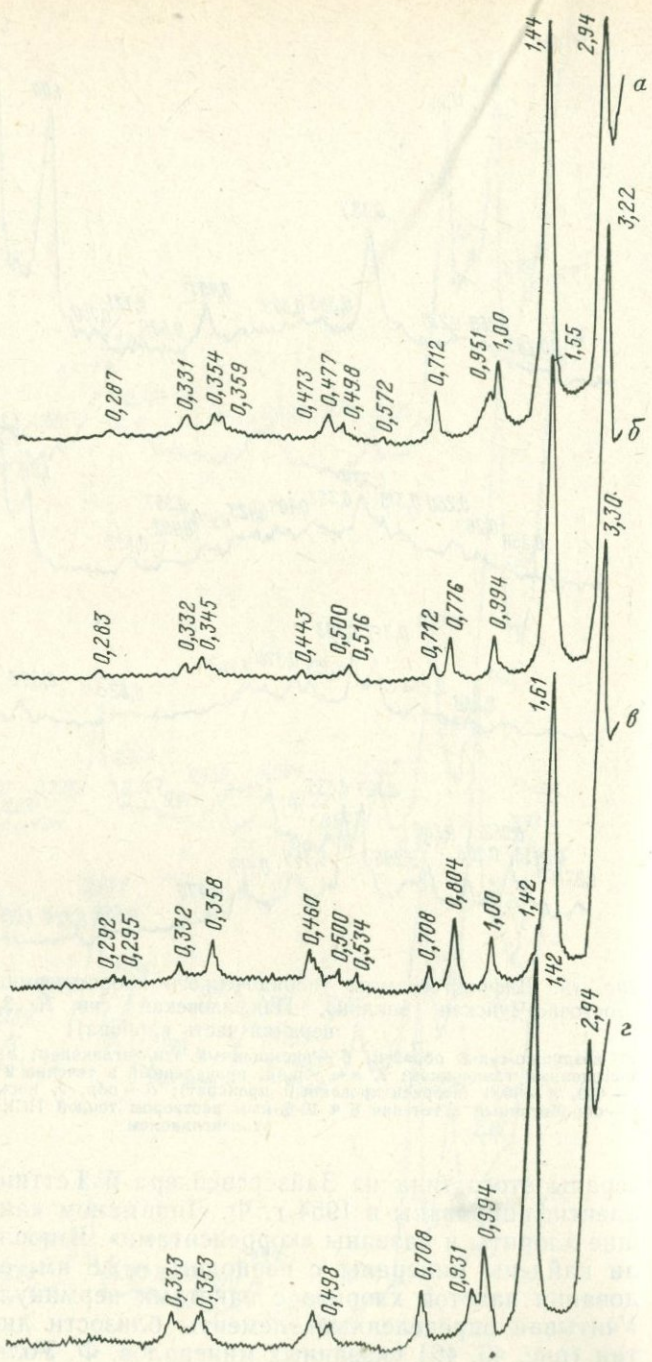
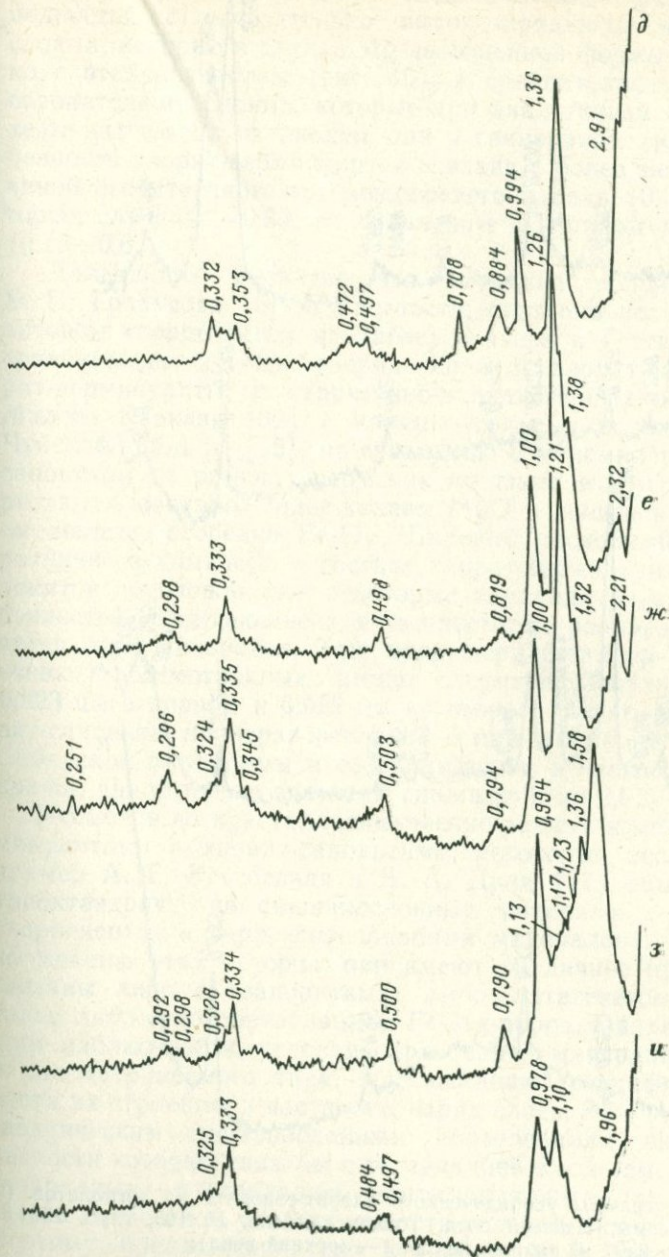


Рис. 45. Дифрактограммы упорядоченного хлорит-вермикулита из аргиллитов (Восточно-Чуйская впадина, Панфиловская скв. № 3, глуб. 3375—3378 м, верхняя часть карбона):

*a* — воздушно-сухой образец; *b* — насыщенный этиленгликолем; *e* — обработанный  $MgCl_2$  и насыщенный глицерином; *г, з* — обр. *a*, прокаленный в течение 2 ч при температуре ( $^{\circ}C$ ): *г* — 600, *з* — 1000 (неориентированный препарат); *д* — обр. *г*, насыщенный этиленгликолем; *e* — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой  $HCl$ ; *ж* — обр. *e*, насыщенный этиленгликолем

нералы этого типа из Зайзерсвейхера и Геттингена (ФРГ) были идентифицированы в 1954 г. Ф. Липпманом как хлорит-разбухающие хлориты и названы «корренситами». В последующие годы были найдены минералы с периодом  $\sim 2,8$  нм, состоящие из чередования пакетов хлорита с пакетами вермикулита или сапонита. Учитывая определенные элементы близости дифракционных картин (рис. 45, 46) указанных минералов, Ф. Уолкер в 1958 г. после





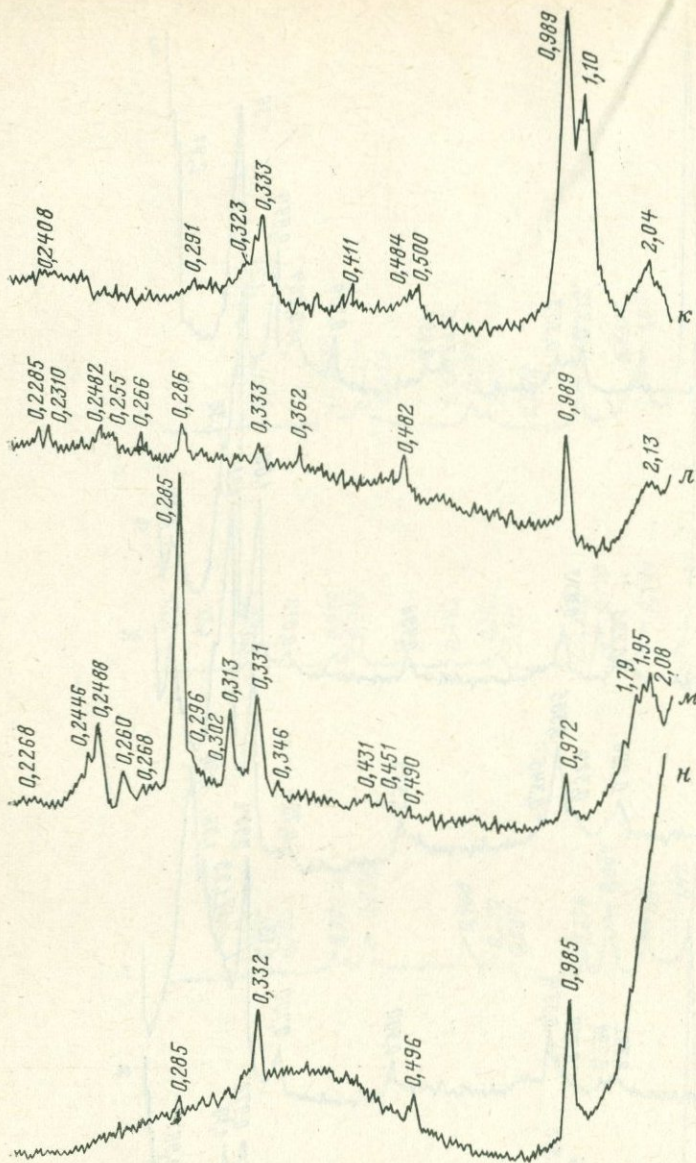


Рис. 46. Дифрактограммы упорядоченного хлорит-сапонита из аргиллитов (юг Сибирской платформы, Непский свод, Токминская свд. № 105, глуб. 2501,8—2507 м, нижний кембрий — верхний венд):

*a* — воздушносухой образец; *б* — насыщенный этиленгликолем; *в*, *з*, *к* — насыщенный глицерином; *г* — *м* — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°С): *г* — 200, *д* — 350, *е* — 500, *ж*, *з* — 600, *и*, *к* — 700, *л* — 850, *м* — 1000 (неориентированный препарат); *н* — обр. *a*, обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl

обработки исходных образцов раствором  $MgCl_2$  выделил упорядоченные триоктаэдрические смешанослойные фазы в виде разновидностей с относительно высокорядными вермикулитовыми слоями, которые в случае  $Mg$ -насыщенной формы разбухают только с этиленгликолем (рис. 45), и сравнительно низкорядными сапонитовыми слоями, которые при аналогичной обработке разбухают как с этиленгликолем, так и глицерином (рис. 46). Эта особенность хлорит-вермикулитов связана с более значительной величиной собственного им межслоевого заряда (0,6—0,8, а в некоторых случаях  $>0,8$ ), по сравнению с зарядом хлорит-сапонитов (0,25—0,6).

Дальнейшее развитие эта методика получила в работах Б. П. Градусова [6]. В частности, повторно исследованные этим автором «корренситы» из Зайзерсвейхера и Геттингена оказались сравнительно хорошо упорядоченными хлорит-сапонитами. Хлорит-вермикулиты из терригенно-вулканогенных отложений альба Малого Кавказа [32] и каменноугольных отложений Восточно-Чуйской впадины [15], по сравнению с мономинеральным хлорит-сапонитом из цемента пермских песчаников Приуралья, характеризуются меньшим содержанием  $MgO$  и повышенным содержанием железа, особенно  $Fe_2O_3$ . Широкий послыйный изоморфизм и различие в химическом составе хлорит-вермикулитов и хлорит-сапонитов обуславливают некоторые вариации их структурных особенностей, отражающиеся, в частности, на размерах элементарных ячеек этих минералов. Так, например, параметр  $b$  элементарной ячейки рассмотренных выше хлорит-вермикулитов составляет 0,923 нм в первом и 0,922 нм во втором случае, тогда как у хлорит-сапонита из верхневендских — нижекембрийских отложений Сибирской платформы и ее обрамления, в частности Енисейского кряжа, аналогичные значения снижаются до 0,917—0,92 нм.

Несмотря на кристаллохимические различия между хлорит-вермикулитами и хлорит-сапонитами, некоторые исследователи, например А. Г. Коссовская и В. А. Дриц [17] объединяют 2,8-нм триоктаэдрические смешанослойные минералы в общую группу «корренситов и корренситоподобных минералов». В то же время, по мнению этих авторов, они имеют различное происхождение и связаны либо с эвапоритами, либо катагенезом кластогенных толщ, либо с преобразованием  $Fe$ - $Mg$ -пород. Однако, согласно нашим наблюдениям, условия образования минералов, в том числе и рассматриваемого типа, обуславливают специфические особенности их строения, в частности, заряд слоев. Это, аналогично диоктаэдрическим смешанослойным образованиям, высокорядные различия которых связаны с деградацией слюд (см. рис. 39), а низкорядные — с аградацией монтмориллонита (см. рис. 40), является следствием универсальности условий минералообразования. Поэтому, предложенное еще в 1966 г. А. Г. Коссовской объединение различных 2,8-нм триоктаэдрических минералов под термин «корренсит» при практическом использовании этой схемы требует для выделения отдельных разновидностей их введения допол-

нительных обозначений. В частности, в 1975 г. Г. А. Кринари вынужден был дать хлорит-сапониту весьма условное название *а*-корренсит, а хлорит-вермикулит отнести к *б*-корренситу. Использование указанного группового названия для обозначения упорядоченных смешанослойных минералов с хлоритовым пакетом, как видно из изложенного выше, для диагностики отдельных разновидностей этой группы минералов требует обязательного уточнения типа слоев образующих их структур.

Наши исследования и многочисленные литературные данные показывают, что хлорит-вермикулиты и хлорит-сапониты, несмотря на близкие дифракционные характеристики, существенно отличаются по условиям образования.

Высокий заряд вермикулитов дает основание рассматривать их как продукты преобразования Fe-Mg-содержащих минералов различного типа. Так, В. С. Мельников и Е. Ф. Сидоренко в 1966 г. отметили появление хлорит-вермикулита как метастабильной фазы при переходе гиперстена в высокожелезистый вермикулит в процессе выветривания. В 1970 г. Б. П. Градусов и В. М. Лазарева установили образование этого минерала по плагиоклазу (?)<sup>\*</sup> и горнблендиту. Известны, кроме того, хлорит-вермикулиты, возникшие, как показали в 1963 г. Ж. Мило и Т. Камез и в 1964 г. Л. Джонсон, при выветривании хлорита в почвах Франции и Пенсильвании, а также образовавшиеся, по данным Д. Д. Котельникова и др., при изменении темноцветных минералов в туфогенных отложениях мелового возраста Малого Кавказа. На довольно широкое распространение хлорит-вермикулитов в почвах, развитых на кислых массивно-кристаллических и метаморфизованных либо на основных интрузивно-эффузивных породах, которые содержат продукты их зеленокаменной пропилитизации, указывает Б. П. Градусов [6]. Такие почвы локализованы поперек биоклиматических поясов и приурочены к горным территориям, приподнятым краям платформ, неотектонически активным областям или высоким плато. Почвообразующие породы в этом случае богаты неустойчивыми темноцветными минералами, в основном триоктаэдрическими слюдами и хлоритами, которые в условиях холодного и умеренного гумидного климата и хорошего дренажа, путем деградиционных трансформаций, обуславливают возникновение хлорит-вермикулитов, часто характеризующихся в той или иной степени упорядоченным чередованием пакетов. Отсюда следует, что в осадочных породах эти минералы имеют в основном аллотипгенное происхождение, однако сохранность их возможна лишь при условии кратковременного переноса обломочного материала, а также восстановительной обстановки (слабой и средней степени) в осадке и в сформировавшейся породе на различных стадиях ее существования.

Сведения об упорядоченных хлорит-сапонитах систематизированы в сводках [17, 23, 29, 32]. В частности, В. Д. Шутовым с со-

<sup>\*</sup> Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

авторами [8] «корренситы», относящиеся, по-видимому, к хлорит-сапониту, изучены в верхнепермских песчаниках красноцветной формации Приуралья, а также в олигомиктовых породах девонского терригенно-доломитового комплекса Южной Прибалтики. Хлорит-сапониты из загипсованных среднезернистых песчаников Южного Приуралья являются типичными лагунными образованиями. Форма их кристаллов (тонковолокнистые, фиброподобные частицы), так же как и кристалломорфология постоянно ассоциирующей с ними Fe-гидрослюд, свидетельствует о формировании этих минералов в результате кристаллизации из высокоминерализованных растворов, включая продукты разложения аллотигенного тонкодисперсного материала. Такое же (аутигенное) происхождение в условиях, близких к лагунным, свойственно, по-видимому, хлорит-сапонитам верхневендских — нижнекембрийских отложений Сибирской платформы и ее обрамления. В этом случае аридизация климата и замкнутый характер водоемов в конце вендского времени обусловили повышенную концентрацию Mg в среде осадконакопления. Исходным материалом для формирования хлорит-сапонитов в рассматриваемом районе мог служить реакционно-способный вулканический пепел или, скорее всего, продукты его изменения при гальмиролизе. В отношении последнего варианта ранее (в 1970 г.) высказывался Ж. Дуно де-Сегонзак [44], считая «корренсит» (под которым в данном случае, по нашему мнению, следует понимать хлорит-сапонит) стадийным минералом, образующимся из монтмориллонита (и сапонита)\* в процессе катагенеза в обогащенной Mg среде. Совокупность приведенных данных позволяет рассматривать присутствие хлорит-сапонита в осадочных породах как индикатор эвапоритовых условий осадконакопления аридной климатической зоны. Как показано выше, в неизмененных процессах катагенеза осадочных породах указанной зоны характерными минералами являются сепиолит и палыгорскит. На этом основании, а также по данным В. А. Франк-Каменецкого с соавторами [37] можно сделать вывод, что хлорит-сапониты возникают через стадию монтмориллонита и сапонита за счет трансформации Al-Mg-слоисто-цепочечного минерала — палыгорскита. Неустойчивость и, как следствие этого, невозможность синтеза хлорит-сапонита в гипергенных условиях подчеркивается отсутствием этой фазы в почвах [6].

Важной особенностью упорядоченных триоктаэдрических смешанослойных образований является присутствие в их межслоевых промежутках молекул  $H_2O$  в виде упорядоченных группировок с Mg, которые весьма прочно связаны в структуре. В связи с этим, по нашим данным [32], рассмотренные минералы дегидратируются значительно медленнее, чем диоктаэдрические смешанослойные образования, и остаются устойчивыми в условиях относительно высоких температур и давлений, в результате чего сохраняются вплоть до зоны позднего катагенеза включительно. Устой-

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

чивость упорядоченных хлорит-сапонитов и хлорит-вермикулитов в широком диапазоне термобарических условий определяет возможность их ассоциации с самыми разнообразными минералами. Например, в верхневендских — нижнекембрийских отложениях Енисейского кряжа [32] хлорит-сапонит ассоциирует со слабо деградированной Al-слюдой политипной модификации  $2M_1$  ( $a=0,522$ ;  $b=0,902$ ;  $c=2,01$  нм;  $\beta=96^\circ$ ), а хлорит-вермикулит из каменноугольных отложений Восточно-Чуйской впадины — с гидрослюдой политипной модификации  $1M$  ( $a=0,552$ ;  $b=0,904$ ;  $c=1,02$  нм;  $\beta=101^\circ 30'$ ) и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. При этом, судя по несколько увеличенному в последнем случае значению параметров элементарной ячейки в базисной плоскости, октаэдрические позиции структуры трехэтажных минералов наряду с Al частично заселены также более крупными катионами ( $Fe^{3+}$ , и особенно  $Fe^{2+}$ ). Кроме того, в отличие от данных А. Г. Коссовской с соавторами, а также В. А. Дрица и Б. А. Сахарова [10], хлорит-вермикулиты и хлорит-сапониты в ряде случаев присутствуют в осадочных породах практически без примесей (рис. 47, обр. I,  $a$ — $v$ ,  $e$  и обр. II,  $a$ ,  $b$ ,  $g$ ,  $d$ ), что, по мнению указанных авторов, более характерно для фаз, генетически связанных с изменением магматических (основных и ультраосновных) пород.

Наряду с упорядоченными, в природе довольно часто встречаются триоктаэдрические смешанослойные минералы с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих — хлоритовых пакетов с подчиненными — разбухающими слоями. Хлорит-сапонитовые смешанослойные образования этого типа, содержащие до 20 % межслоевых разбухающих промежутков, установлены В. Д. Шутовым с соавторами [8] в породах верхнеказанского лагунного комплекса Приуралья. Ими показана зависимость степени упорядоченности смешанослойных образований группы хлорит-сапонита от гранулометрического типа содержащих их пород. Степень упорядоченности и подвижности межслоевых промежутков, согласно приводимым в указанной работе данным, уменьшается в ряду: поровый цемент песчаников\* ( $d_{001}=3,2$ — $3,25$  нм;  $d_{002}=1,6$ — $1,62$  нм) — базальная цементирующая масса алевролитов ( $d_{001}=3,05$  нм;  $d_{002}=1,55$  нм) — глинистое вещество алевролитов и мергелей ( $d_{002}=1,45$ — $1,47$  нм). По нашему мнению, указанная закономерность обусловлена тем, что с повышением проницаемости пород путем свободного перераспределения находящихся в растворенном состоянии компонентов могут возникать наиболее оптимальные соотношения для кристаллизации упорядоченных фаз. Наряду с сапонитовыми пакетами функции подвижных межслоевых промежутков в структурах рассмотренного типа с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов могут выполнять и вермикулитовые.

\* По-видимому, плохо отсортированных, частично с базальным цементом.  
Прим. авторов.

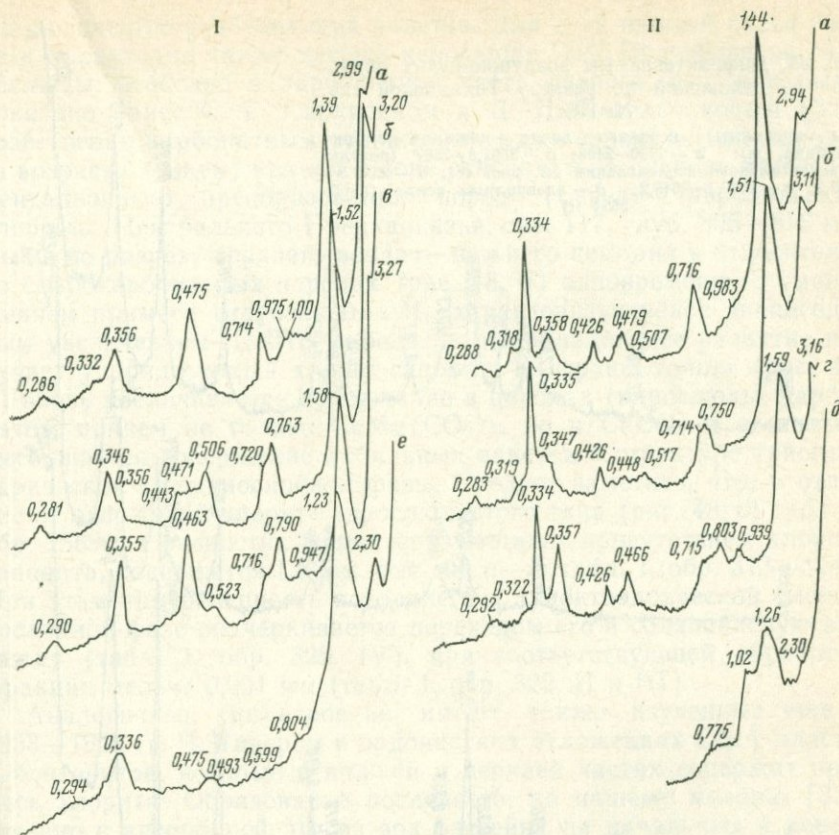
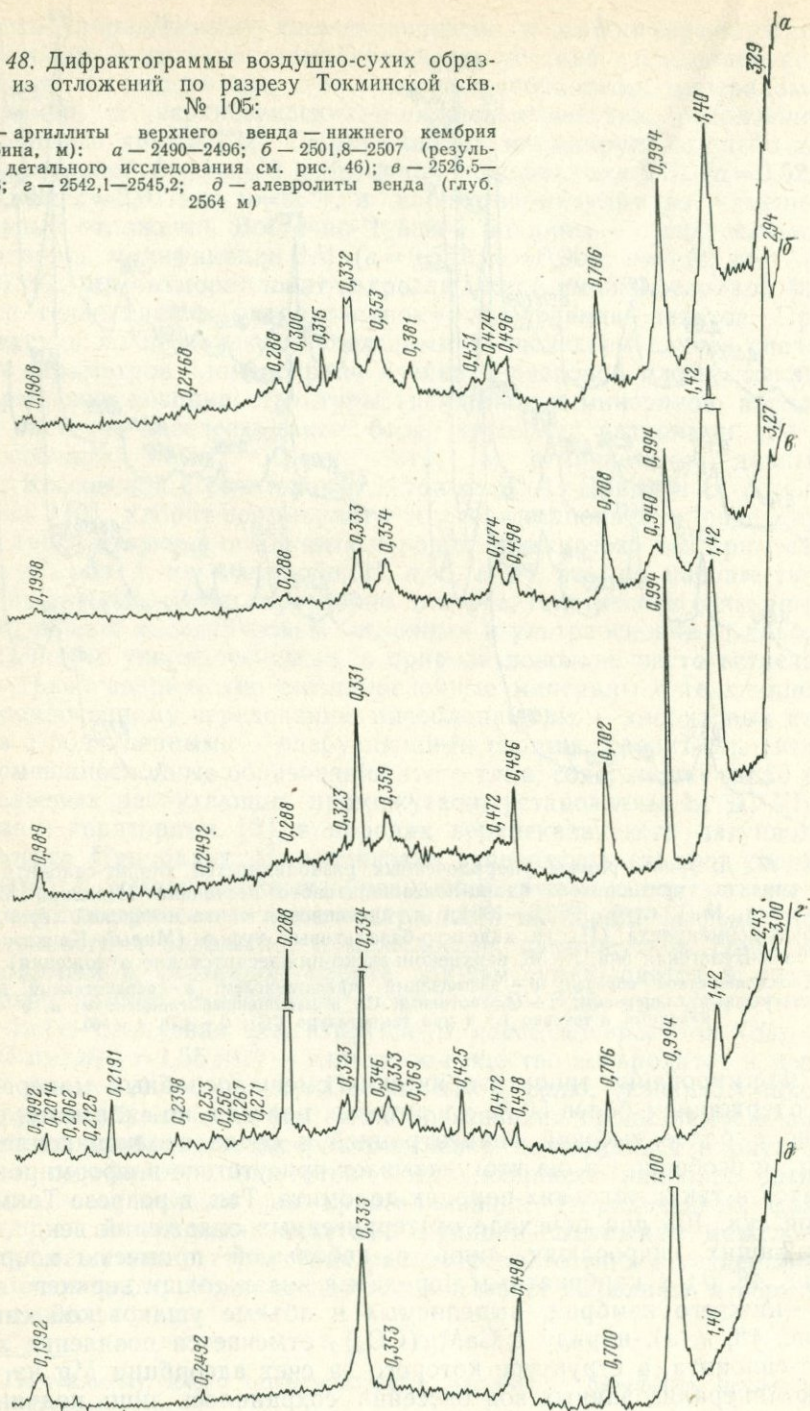


Рис. 47. Дифрактограммы упорядоченных разновидностей хлорит-сапонита (I) из цемента красноватого кварц-полевошпатового песчаника (Павлово-Посадская скв. № 1, глуб. 1956,6—1961,1 м, дрезнинская свита ногинской серии) и хлорит-вермикулита (II) из андезито-базальтовых туфов (Малый Кавказ, Казан-Булагская скв. № 38, верхнеконьякско-нижнесантонские отложения): а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; в — обработанный  $MgCl_2$  и насыщенный глицерином; г — обработанный Са и насыщенный глицерином; д, е — прокаленный в течение 1,5 ч при температуре (°С): д — 450, е — 550

Формирование триоктаэдрических смешанослойных минералов с содержанием более 50 % хлоритовых пакетов, по-видимому, связано с более высокой концентрацией в среде осадконакопления Mg, и особенно Са, на что указывает присутствие в сформировавшихся в таких условиях породах доломита. Так, в разрезе Токмовской скв. 105 при переходе от терригенных отложений венда, содержащих гидрослюда лишь с небольшой примесью хлорита (рис. 48, д), к карбонатным породам в низах толщи верхнего венда—нижнего кембрия, выделяемых в объеме ушаковской свиты (рис. 48, в, г), наряду с  $CaMg(CO_3)_2$  отмечается появление хлорит-сапонита, в структуре которого за счет адсорбции Mg из высокоминерализованных вод бассейна сохранилось лишь подчинен-

Рис. 48. Дифрактограммы воздушно-сухих образцов из отложений по разрезу Токминской скв. № 105:

*a*—*г* — аргиллиты верхнего венда — нижнего кембрия (глубина, м): *a* — 2490—2496; *б* — 2501,8—2507 (результаты детального исследования см. рис. 46); *в* — 2526,5—2532,3; *г* — 2542,1—2545,2; *д* — алевролиты венда (глуб. 2564 м)



ное количество разбухающих пакетов. Для всей нижней части разреза характерна также весьма небольшая ПШПВ рефлексов гидрослюды, особенно в карбонатной части разреза, что, как было показано ранее С. Г. Саркисяном и Д. Д. Котельниковым [32], свойственно карбонатным отложениям даже сравнительно молодого возраста (эоцен) причем в зоне относительно слабого постседиментационного преобразования пород (Северо-Ставропольская площадь Центрального Предкавказья, скв. 117, глуб. 805—816 м). Выше по разрезу верхнего венда — нижнего кембрия в относительно слабокарбонатных породах (рис. 48, б) одновременно с уменьшением примеси гидрослюды  $2M_1$ , характеризующейся значительным увеличением ПШПВ рефлексов, преобладающее развитие получает упорядоченный хлорит-сапонит. К верхам толщи (рис. 48, а) вновь увеличивается содержание в породах гидрослюды, карбонатов, причем не только  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , но и  $\text{CaCO}_3$  и несколько уменьшается содержание лабильных пакетов в структуре триоктаэдрической смешанослойной фазы. Следует заметить, что, в отличие от отложений хлорит-гидрослюдистого типа (рис. 48, д; табл. 1, обр. 1569), в разностях, характеризующихся присутствием хлорит-сапонита, содержится Li (см. рис. 48, а—г; табл. 1, обр. 313—324). При этом приуроченность последнего к триоктаэдрической смешанослойной фазе подчеркивается переходом его в солянокислую вытяжку (табл. 1, обр. 322, IV), при соответствующей обработке фракции мельче 0,001 мм (табл. 1, обр. 322, II и III).

Аналогичный тип строения имеют также изученные еще в 1953—1956 гг. Ч. Уивером в ордовикских отложениях США пласты К-бентонитов, которые в нижней и верхней частях содержат примесь хлорита. Образование последнего, по нашему мнению [32], связано с адсорбцией Mg из вод бассейна на начальных и конечных этапах накопления вулканогенного материала. В таких условиях интенсивность его поступления или еще не велика, или уже затухает, причем в обоих случаях он содержит значительную примесь терригенных минералов. В свою очередь, в период седиментации исключительно только вулканокластики Mg не хватало для образования хлорита. Развитие этого процесса ограничивалось также низкой проницаемостью пепловых продуктов, что препятствовало проникновению в них флюидов на более поздних стадиях преобразования пород.

Соответственно неупорядоченные триоктаэдрические смешанослойные образования, в связи со строгой полярностью исходных полностью разбухающих фаз и быстрым переходом их в устойчивую в широком диапазоне термобарических параметров среды упорядоченную разновидность, представляют, по-видимому, значительно менее стабильные фазы, чем их диоктаэдрические аналоги.

Диоктаэдрические смешанослойные минералы из пакетов 2 : 2 и 2 : 1 также представлены в осадочных породах разностями либо с упорядоченным, либо с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов ди- или ди-триоктаэдрического хлорита и диоктаэд-

Содержание элементов (в %) по данным спектрального анализа пород (I),  
и сухого остатка фильтрата

Элементы	1569		313		315	
	I	I	II	I	II	
Sc	$3 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	
P	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	
Mn	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	
Pb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	
Sn	$< 1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	$1 \cdot 10^{-3}$	
Nb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	—	—	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	
Ga	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	
Mo	—	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	—	$n^{-} \cdot 10^{-4}$	
V	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	
Li	—	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	
Cu	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	
Na	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	
Zn	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	—	$n \cdot 10^{-3}$	
Ti	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	
Co	$3 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	
Ni	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	
Zr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	
Mg	$n^{-}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	
Si	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	
Al	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n/n^{+}$	$n^{+}$	
Fe	$n^{+} \cdot 10^{-1}$	$n/n^{+}$	$n/n^{+}$	$n$	$n^{+}$	
Cr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	
Ca	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{-}$	
Sr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	
Ba	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$	
Y	$3 \cdot 10^{-3}$	—	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	
B	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	

Примечание. В табл. приняты следующие значения величин (в %):  $n^{-}$  —

Таблица 1  
выделенной из них фракции  $< 0,001$  мм до (II) и после (III) обработки ее HCl  
при отмывке пород от HCl (IV)

Элементы	316		322			324	
	I	II	II	III	IV	I	II
Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$
P	$1 \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$
Mn	$3 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$
Pb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$
Sn	—	$1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	$< 1 \cdot 10^{-3}$
Nb	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	—	$n^{-} \cdot 10^{-3}$
Ga	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-4}$	$n^{+} \cdot 10^{-4}$	$n^{+} \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Mo	—	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$n^{-} \cdot 10^{-4}$
V	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$
Li	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-1}$	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$
Cu	$n^{+} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$
Na	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	1
Zn	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	—	$n \cdot 10^{-3}$	$\sim 1 \cdot 10^{-2}$
Ti	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-1}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Co	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$
Ni	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$
Zr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$
Mg	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$
Si	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{+}$	$n^{+}$
Al	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n^{+}$	$n/n^{+}$	$n^{+}$	$n/n^{+}$
Fe	$n$	$n$	$n^{-}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n$	$n$	$n$
Cr	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$
Ca	1	$n^{+}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$\sim 1$	$n^{+}$	$n^{-}$
Sr	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	—	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$
Ba	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Y	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-3}$	—	—	—
B	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n^{+} \cdot 10^{-3}$	$n^{-} \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$

от 1 до 3,  $n$  — от 4 до 7,  $n^{+}$  — от 7 до 9 и редко более.

рического монтмориллонита. Детальное обобщение первых находок упорядоченных, обогащенных Al смешанослойных хлорит-монтмориллонитов из рудников Ханюка и Камикита (рис. 49, обр. I), образовавшихся в результате воздействия гидротерм на рудные тела, приводится в монографии Т. Судо [48]. Близкий к разновидностям из Японии диоктаэдрический высокоглиноземистый хлорит-монтмориллонит был установлен в 1963 г. В. А. Франк-Каменецким с соавторами в так называемых алушитовых породах Крыма и назван тосудитом. Позднее (в 1968 г.) в результате детального кристаллохимического исследования указанные авторы уточнили структуру этого смешанослойного минерала и показали, что он состоит из двояких пиррофиллитоподобных пакетов, попеременно разделенных гиббситовыми слоями и межслоевыми промежутками, заполненными молекулами  $H_2O$  и обменными катионами. В свою очередь, Б. П. Градусов в 1967 г. изучил тосудит из почв, залегающих на поверхности выветрелых песчаников позднекембрийского возраста Восточной Сибири. В структуре тосудита из этого района, так же как и из Крыма, октаэдрические позиции в основном заняты Al, тогда как в октаэдрических сетках тосудитов из Японии Mg больше, чем Al, т. е. последние являются фактически дитриоктаэдрическими. В связи с этим, как указывает Б. П. Градусов [6], среди обогащенных Al хлорит-монтмориллонитов, как и соответствующих им хлоритов, необходимо выделять хлоритовый пакет с диоктаэдрическими трех- и одноэтажными слоями и с диоктаэдрическим трехэтажным и триоктаэдрическим одноэтажным слоями (с Al и Mg или Al и Li в последнем). Аналогичный природному тосудиту из Японии упорядоченный хлорит-монтмориллонит был синтезирован В. А. Франк-Каменецким с соавторами в 1969 г. в системе каолинит —  $MgCl_2$  —  $H_2O$ , при  $P_{H_2O}=90$  МПа,  $T=450^\circ$ ,  $t=22$  ч. Процесс образования тосудита осуществлялся через стадию псевдоморфного преобразования каолинита в монтмориллонит. Близкие к упорядоченным смешанослойные образования из пакетов диоктаэдрического хлорита и монтмориллонита, ассоциирующие с гидрослюдой и иногда с триоктаэдрическим хлоритом (см. рис. 49, II), были установлены Д. Д. Котельниковым с соавторами в 1975 г. в поздневендских красноцветных глинистых алевролитах Канско-Тасеевской впадины и в цементе красноцветных кварц-полевошпатовых песчаников того же возраста Енисейского кряжа. Некоторое увеличение значений дифракционных максимумов после насыщения препаратов этиленгликолем свидетельствует о присутствии в структуре этих минералов лабильных монтмориллонитовых пакетов. Однако появление после прокаливания препарата интенсивного рефлекса 1,39 нм указывает, что в структуре рассматриваемых минералов преобладают неразбухающие хлоритовые пакеты. Диоктаэдричность смешанослойного минерала подчеркивается повышенной интенсивностью отражения 0,476 нм на дифрактограммах, устойчивостью минерала при обработке HCl и значительно более низкими, чем у триоктаэдрических минералов, значениями параметров элементарной ячейки ( $a=0,521$ ;  $b=$

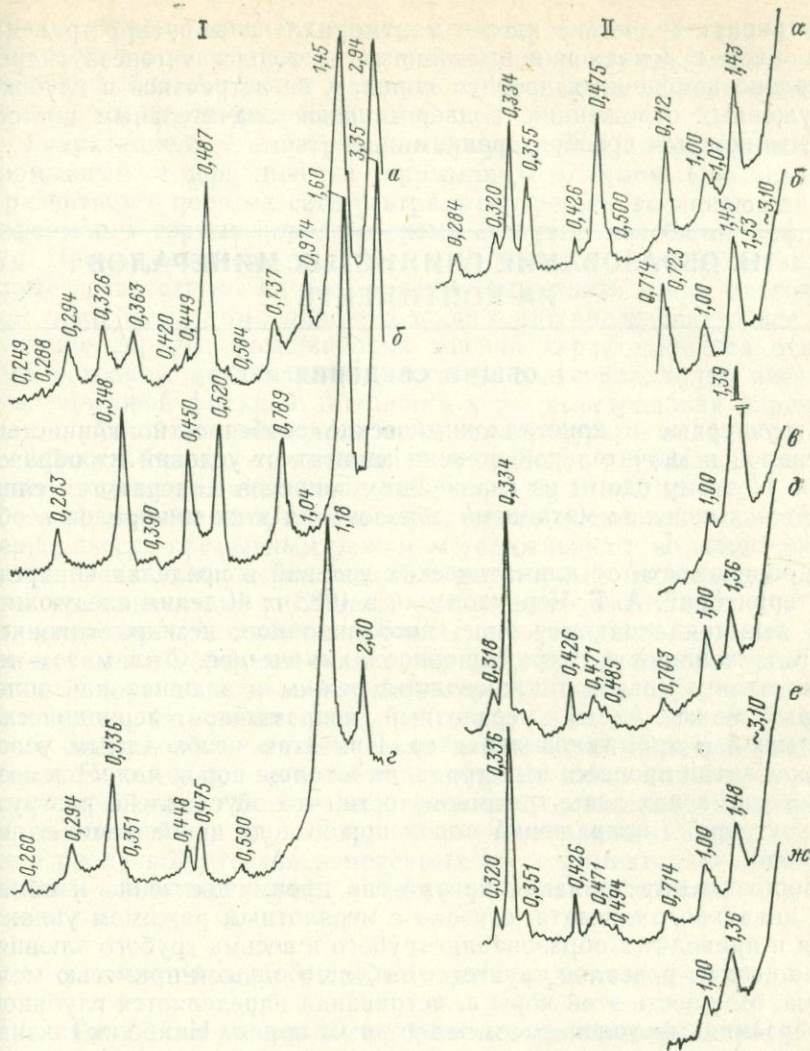


Рис. 49. Дифрактограммы тосудита (I) из зоны гидротермального изменения рудных тел (район Камикита, Япония) и диоктаэдрического хлорит-монтмориллонита с тенденцией к упорядоченности (II) из бело-розового кварц-полевошпатового крупнозернистого песчаника (Енисейский край, р. Чапа, немчанская свита верхнего венда):

а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный глицерином; в — обработанный  $MgCl_2$  и насыщенный глицерином; г, д — прокаленный в течение 1 ч при температуре ( $^{\circ}C$ ): г — 500, д — 600; е — обработанный в течение 8 ч 10 %-ной теплой  $HCl$  и 0,5 и  $NaOH$ ; ж — обр. е, насыщенный этиленгликолем

$=0,903$  нм — для трехэтажного и  $a=0,521$ ;  $b=0,903$ ;  $c=1,4$  нм;  $\beta=97^{\circ}$  — для четырехэтажного пакетов).

Исходя из меньшей прочности связи воды в структуре диоктаэдрических минералов, особенно содержащих лабильные слои, ди-

и ди-триоктаэдрические хлорит-монтмориллониты распространены в основном в почвах и в выведенных из зоны катагенеза гидротермально измененных древних породах, не встречаясь в глубоко погруженных отложениях, подвергавшихся значительным постседиментационным преобразованиям.

---

### III. ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА КОНТИНЕНТЕ

---

#### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Структурные и кристаллохимические особенности глинистых минералов в значительной степени зависят от условий их образования. Поэтому одним из главнейших вопросов минералогии глин является выяснение механизма образования этих минералов в областях сноса.

В зависимости от климатических условий в пределах конкретных территорий, А. Г. Черняховский в 1983 г. выделил следующие типы выветривания: морозное, инсоляционное, дегидратационно-кристаллизационное, гидратационное и химическое. С климатом непосредственно связан также водный режим в элювиальной зоне, который может иметь мерзлотный, непромывной, периодически промывной и промывной характер. При этом необходимым условием развития процесса выветривания в толще пород является возникновение в них зоны трещиноватости, что обусловлено разгрузкой внутренних напряжений пород при выводе их на земную поверхность.

Морозное выветривание приурочено преимущественно к областям нивального климата, связано с мерзлотным режимом увлажнения и приводит к образованию грубого и весьма грубого элювия, состоящего из развалов крупных глыб с небольшой примесью мелкозема. Мощность этой коры выветривания определяется глубиной промерзания многолетнемерзлых горных пород. Наиболее активно морозное выветривание протекает в слое сезонного промерзания и оттаивания, который, однако, захватывает лишь 10—15 см интервала пород от поверхности.

Инсоляционное выветривание характерно для поясов аридного климата и обусловлено присущей минералам анизотропией их теплового расширения. В результате этого процесса возникает элювий щебенчато-пылеватой размерности или дресва с унаследованием цвета и минеральной природы исходного субстрата. Мощность такой коры определяется глубиной проявления суточных колебаний температуры и не превышает 1 м.

Дегидратационно-кристаллизационное выветривание также свойственно в основном аридным областям. Оно связано с дезинтеграцией пород, в результате увеличения объема некоторых солей

при их дегидратации (например, переход гипса в ангидрит), либо происходит под действием кристаллизационного давления при заполнении солями трещин в породе. Образование элювия этого типа имеет ограниченные масштабы.

Гидратационное выветривание приурочено к ландшафтам с непромывным и периодически промывным режимом. Оно связано с развитием в породах сети ультрамикротрещин, возникающих при деформации горных пород во время сезонных колебаний температур. Проникающая в трещины влага образует водные пленки, которые препятствуют их дальнейшему смыканию, и при многократном повторении этого процесса происходит последовательное разрушение породы. Возникающий элювий характеризуется относительно тонким механическим составом с преобладанием песчаной и алевроитовой фракций. Мощность коры выветривания определяется глубиной сезонных колебаний температуры и влажности. Интенсивность такого выветривания возрастает с увеличением континентальности климата от долей метра до 10—15 м.

Химическое выветривание свойственно почвенной зоне коры с периодически промывным режимом увлажнения и во всех горизонтах и зонах профиля последней с регулярным промывным режимом увлажнения. В результате химического выветривания в поясах умеренного, и особенно тропического гумидного, климата с количеством атмосферных осадков до 4500 мм образуются наиболее мощные коры выветривания, характеризующиеся определенной зональностью. Эта зональность непосредственно зависит от химического состава и минералогических особенностей выветривающихся пород. Поэтому при выяснении источников сноса глинистых минералов необходимо иметь сведения о последовательности выветривания главнейших типов первичных — изверженных пород, а также в различной степени измененных постседиментационными процессами осадочных пород, включая их метаморфизованные разновидности.

## 2. ОСОБЕННОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД

### Глинистые минералы в корах выветривания и почвах

**Ультраосновные породы** (дуниты, оливиниты, перидотиты, кимберлиты). По данным Н. Н. Зинчука и др. [11], кора выветривания на кимберлитах Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов Западной Якутии характеризуется значительной неоднородностью в отдельных частях разреза как минеральных ассоциаций, так и окислительно-восстановительных условий.

В частности, в одной из трубок Мало-Ботубинского района исходные серые и голубовато-серые очень плотные кимберлиты из нижней части разреза содержат (на глубине 36 м) преимущественно серпентин пластинчатого типа, структура которого состоит из слоев типа А и В. Кроме того, в породе содержатся оливин, клинопироксен, кальцит, доломит, ильменит, магнетит, пироп и флого-

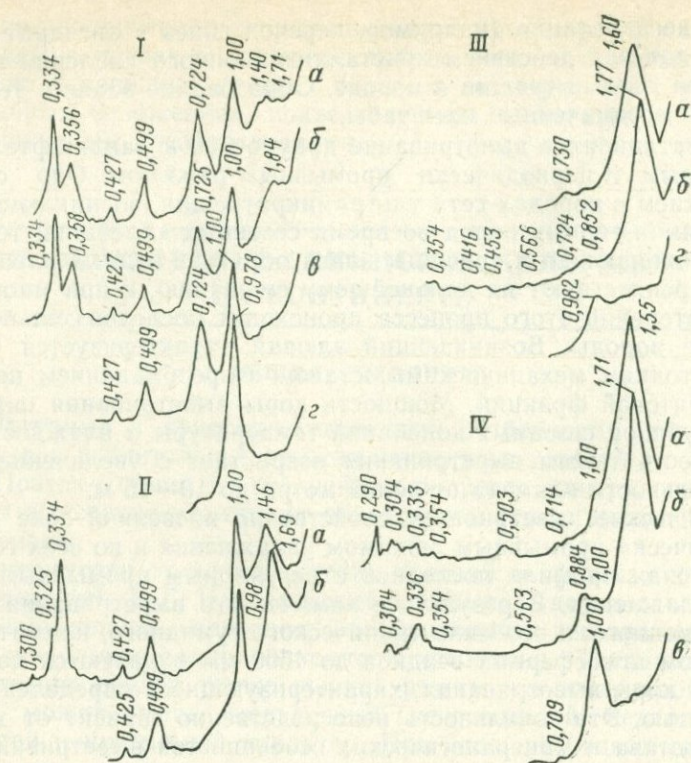


Рис. 50. Дифрактограммы глины (I), неизмененного известковистого песчаника (II) и слабо измененных долеритов (III) и кимберлитов (IV) Западной Якутии: I и II — шурф 2966 (I — глуб. 2 м, II — 10 м); III — скв. № 202/44, глуб. 30,6 м; IV — трубка Дачная № 2, глуб. 144 м. а — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; в, г — прокаленный в течение 2 ч при температуре (°С): в — 300, г — 550

пит. В виде примеси присутствуют гидрослюда, связанная с деградацией и частичной диоктаэдризацией флогопита и наследующая свойственный последнему политип 1M, а также Mg-вермикулит, связанный с изменением флогопита в окислительной обстановке и находящийся в парагенетической ассоциации с Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонитом ди-триоктаэдрического типа.

В вышележащей толще (от 36 до 30 м), а в других трубках и на более значительных глубинах (рис. 50, обр. IV) содержание монтмориллонита резко возрастает, причем по составу межслоевых промежутков он близок к Mg-типу. Наряду с этим в рассматриваемой зоне одновременно с реликтовой примесью серпентина присутствуют гидрослюда 1M, а также Fe-Mg-хлорит из пакетов σ, который представляет продукт изменения флогопита в восстановительной обстановке. Вследствие последующего частичного окисления, он присутствует в виде разностей как с «нормальной», так и с «дефектной» структурой. В ассоциации с гидрослюдой содержит

ся, кроме того, небольшая примесь монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов.

В верхней части разреза (выше 30 м) монтмориллонит несколько обогащается Na в межслоевых промежутках, причем, судя по значению  $b=0,893$  нм, в октаэдрических позициях его структуры за счет выноса части Mg начинают преобладать Al и  $Fe^{3+}$ . К самым верхам разреза ассоциирующая с гидрослюдой смешанослойная фаза приобретает явные черты разупорядочения в чередовании пакетов. Последовательно уменьшается содержание хлорита вплоть до почти полного его разложения. Кроме того, присутствующая по всему разрезу в ассоциации с указанными минералами примесь серпентина в рассматриваемой толще перекристаллизовывается в более устойчивую в гипергенных условиях разновидность, характеризующуюся структурным типом А. Это сопровождается уменьшением параметра  $b$  за счет повышения в его структуре катионов с меньшим ионным радиусом ( $Fe^{3+}$  и, частично, Al). Следует отметить, что в отдельных прослоях верхней зоны встречается либо хлорит, близкий к Mg-типу и состоящий из пакетов  $\sigma'$ , либо сидерит, что указывает на сохранение в этих частях разреза существенно восстановительной обстановки.

По всему разрезу как продукт разложения Mg-Fe-содержащих минералов отмечается примесь гётита. Существенным изменениям подвергается также магнетит  $Fe^{3+}[Fe^{3+} \cdot Fe^{2+}]O_4$  (рис. 51, а) за счет окисления  $Fe^{2+}$  в октаэдрических позициях его структуры. По данным ЯГР (рис. 52), это четко отражается в последовательном увеличении от 0,5 до 1 и более отношения  $I_A$  к  $I_B$ , где  $I_A$  — интенсивность спектральной линии, соответствующей  $Fe^{3+}$  в тетраэдрических (А) позициях шпинельной структуры магнетита, а  $I_B$  —  $Fe^{3+} + Fe^{2+}$  в октаэдрических (В) позициях. В связи с этим, происходит последовательный переход (см. рис. 51, б, в) магнетита в маггемит  $Fe^{3+} [Fe_{5/3}^{3+} \cdot \square_{1/3}^{Fe^{2+}}] O_4$ , где  $\square^{Fe^{2+}}$  — структурная вакансия. На установленных нами стадиях изменения магнетита кристаллохимическая формула возникающих продуктов может быть записана в следующем виде:  $Fe^{3+} [Fe_{5/3-2/3x}^{3+} \cdot Fe_x^{2+} \cdot \square_{1/3-1/3x}^{Fe^{2+}}] O_4$ . Это соответствует возникновению так называемых оксимагнетитов, или «нестехиометрических» разностей рассматриваемого минерала.

Близкие к указанным выше продуктам образования установлены Ж. В. Домбровской [9] в коре выветривания перидотитов в центральной части Западного Прибайкалья. В элювии на этих породах присутствуют продукты гидратации и диоктаэдризации \* флогопита и вермикулита, суягулит, нонтронит и гётит.

Аналогично этому на пикритовых порфиритах, как показал в 1971 г. А. Д. Слукин, в нижних горизонтах профиля выветривания возникают: нонтронит, хлорит, а также продукты изменения

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

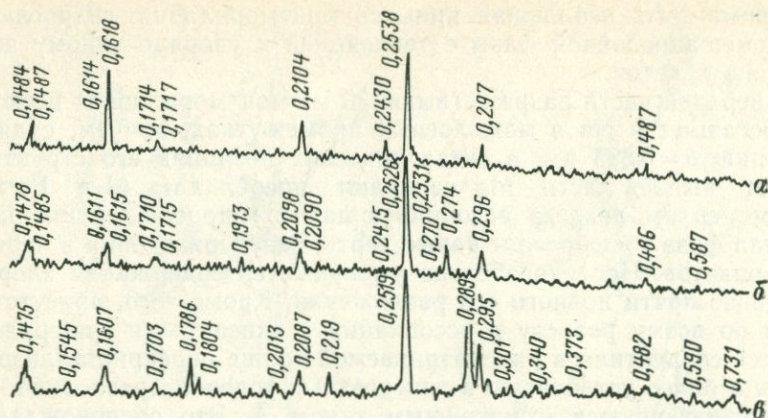


Рис. 51. Дифрактограммы магнетитов:

*а* — крупные выделения минерала из трубки Невидимка Далдынского поля; *б* — магнитная фракция шихта из трубки Чолбон Средне-Куонамского поля; *в* — пылевидный магнетизированный магнетит, пропитывающий кимберлит, из трубки Вымпел Верхне-Муянского поля

флогопита и лейкоксенизации перовскита. В верхних горизонтах развиваются гётит, каолинит и лейкоксен, причем к верхам их каолинит полностью замещается гиббситом.

**Основные породы** (пироксениты, горнблендиты, габбро, нориты, анортозиты, долериты, диабазы и др.). По данным Д. Д. Котельникова, на ранних стадиях гипергенного изменения горнблендитов, габбро-диоритов, диабазов и габбро-диабазов образуется железисто-магнезиальный хлорит.

Согласно данным Н. Н. Зинчука и др. [11], в наименее измененных долеритах, как, например, по разрезу скв. 264/334 северной части Мало-Ботубинского района в низах коры выветривания (глубина 9,6 м), преобладает ди-триоктаэдрический монтмориллонит ( $b=0,902-0,904$  нм), что указывает на заселение октаэдрических сеток его структуры Mg и Fe<sup>3+</sup>, так как Fe<sup>2+</sup> в профиле этой коры быстро окисляется. В межслоевых промежутках монтмориллонита содержится в основном Mg. В ассоциации с указанным минералом присутствует вермикулит ( $b=0,921$  нм). По трещинам в этой части разреза, за счет разложения основных плагиоклазов возникают CaCO<sub>3</sub> и Na-монтмориллонит диоктаэдрического типа, содержащий в октаэдрических позициях преимущественно Al и, частично, Fe<sup>3+</sup> ( $b=0,893$  нм).

В средней части зоны выщелачивания количество вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита уменьшается. Последовательно, через серию промежуточных стадий, в результате частичного выноса Mg и полного окисления Fe<sup>2+</sup> увеличивается также диоктаэдризация вермикулита ( $b=0,918$  нм). Выносимый при этом избыток Fe<sup>3+</sup> из октаэдрических позиций структуры минерала обуславливает образование гидрогётита. Необходимо подчеркнуть,

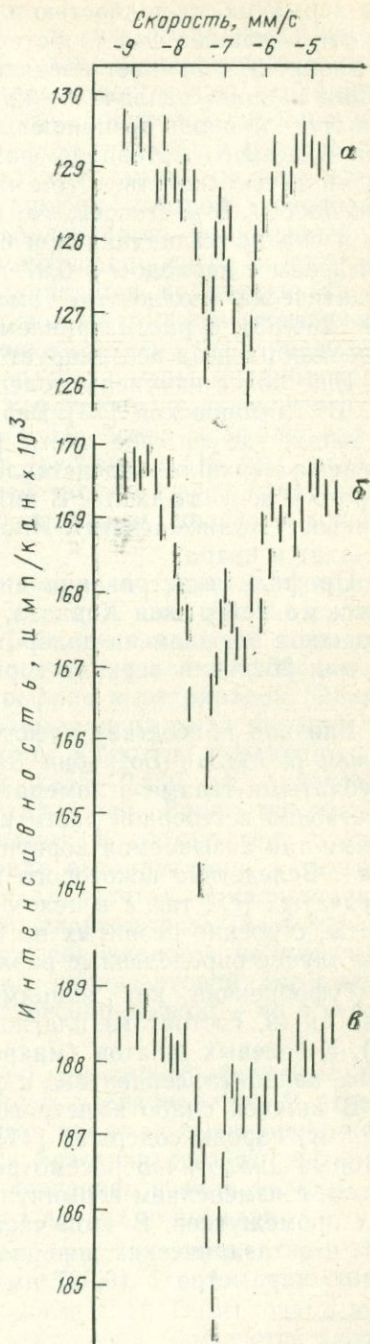
Рис. 52. Крайние левые пики ЯГР-спектров поглощения магнетитов из трубок: Коллективная Алакитского поля (а), Чолбон Средне-Куонамского поля (б), Понсковая Верхне-Мунского поля (в).

Разновидности магнетитов (а-в — см. рис. 51)

что реликты вермикулита фиксируются в этом случае вплоть до самых верхних частей рассматриваемой коры выветривания.

В верхней части разреза наблюдается лишь одна разновидность монтмориллонита, промежуточного по составу типа ( $b=0,9$  нм). В отдельных прослоях верхней части разреза, кроме того, отмечается небольшая примесь каолинита ( $b=0,89$  нм).

В отличие от этого, в более измененных породах, в частности в разрезе скв. 202/44 южной части указанного района, наличие вермикулита отмечается только в самых низах изученной толщи (на глубине 36 м), однако он, ассоциируя, как и в других разрезах, с монтмориллонитом, характеризуется весьма значительной диоктаэдризацией ( $b=0,913$  нм). Выше по разрезу присутствует (см. рис. 50, обр. III) неупорядоченная вермикулит-монтмориллонитовая смешанослойная фаза ( $b=0,894$  нм), которая характеризуется поликатионным (Са-Mg) составом лабильных межслоевых промежутков и, в ряде случаев, некоторой гетерогенностью по отношению различных пакетов в отдельных кристаллах. Необходимо подчеркнуть, что различие в природе разбухающего минерала (собственно монтмориллонит или вермикулит-монтмориллонитовая смешанослойная фаза неупорядоченного типа) непосредственно связано со стадиями преобразования исходного материала, за счет которого они формировались. Так, пока в породе присутствует вермикулит, продукты его преобразования представлены монтмориллонитом. Однако как только преобладающая



масса (около 90 %) межслоевых промежутков первичной структуры вермикулита полностью изменяет свою природу, из двух ранее сегрегированных фаз (собственно вермикулита и Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита) возникает новая фаза из переслаивающихся разбухающих пакетов различного кристаллохимического типа. Это показывает, что вновь возникающие на различных этапах трансформации исходного материала фазы характеризуются прямой унаследованностью свойств, в том числе степеню их структурной упорядоченности. В частности, это подчеркивается также возникновением после прокаливания при 600 °С в первом случае слюдоподобной фазы с периодом в 0,97 нм, тогда как во втором — материал практически полностью аморфизуется. В отличие от разреза скв. 264/334, в рассматриваемом профиле выветривания каолинит в верхах разреза ассоциирует с метагаллуазитом.

Еще более изменены долериты в изученных А. Д. Слукиным и Ж. В. Домбровской [33] Верхне-Теринском, Пунянском и других районах, где нижние части разреза аналогичны рассмотренным выше, а верхние — представлены латеритами бурого, красноватобурого и желтого цвета. В них преобладает гиббсит, гётит и измененный \* титаномагнетит. Иногда в элювии сохраняются каолинит, гематит и кварц.

Профиль выветривания диабазовых порфиритов в районе Батумского побережья Кавказа, по данным В. Н. Разумовой, имеет сходное с элювием на долеритах строение, причем, как и в разрезе скв. 202/44, в верхних горизонтах широко развит метагаллуазит.

Близкие по составу туфогенные породы в пределах правобережья р. Малая Ботуобия Западной Якутии представлены либо трубчатыми телами агломератовых туфов и туфобрекчий (преимущественно в северной части района), либо пластовыми образованиями так называемой корвунчанской свиты (в южной части района). Вследствие некоторого колебания в составе как отдельных трубчатых тел, так и в целом между ними и породами указанной свиты, строение развитых на них кор выветривания имеет в каждом случае определенные различия.

Туфобрекчии, как, например, в трубке взрыва по разрезу в скв. Ан-49, состоят из плагиоклазов (от олигоклаза до битовнита), К-полевых шпатов (микроклина и ортоклаза), кварца, доломита, кальцита, серпентина и сильно измененного биотита.

В нижней слабо выветрелой части этого разреза (на глубине 102,5 м) породы содержат [11] преимущественно монтмориллонит, который аналогично рассмотренным выше долеритам генетически связан с изменением вермикулита и имеет Mg-Ca состав межслоевых промежутков. В этой части разреза присутствует также хлорит, в октаэдрических позициях структуры которого, судя по значению параметра *b* (0,927 нм), находятся в основном Fe<sup>2+</sup> и ча-

---

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

стично Mg. Кроме того, в небольшом количестве присутствует каолинит ( $b=0,89$  нм).

Выше по разрезу, с глубины 95 м, где породы более изменены, вермикулит и генетически связанный с ним монтмориллонит исчезают. Ассоциация глинистых минералов представлена каолинитом и неупорядоченной вермикулит-монтмориллонитовой смешанослойной фазой, аналогичной той, которая присутствует в разрезе скв. 202/44 коры выветривания на долеритах. К верхам разреза содержание смешанослойной фазы, в структуре которой межслоевые промежутки начинают приобретать более четко выраженный Ca состав, существенно снижается. В свою очередь, вверх по профилю выветривания последовательно увеличивается количество каолинита и размер его микроблоков, что подчеркивается повышением интенсивности рефлексов на дифрактограммах со значениями 0,444—0,416 нм. В самих верхах разреза размеры микроблоков и степень упорядоченности структуры каолинита уменьшаются и появляется гиббсит (рефлекс 0,482 нм). По всему профилю выветривания отмечается примесь гётита (рефлекс 0,416 нм), особенно в его низах. Серпентин в большей части разреза представлен пластинчатой разновидностью, однако в отдельных прослоях присутствует также хризотил.

На трубчатых телах, представленных агломератовыми туфами, как, например, в разрезе скв. Ан-50, кора выветривания имеет сравнительно однородное строение. Нижняя часть этой коры также содержит вермикулит с несколько меньшим значением  $b$  (0,920 нм), чем в рассмотренном профиле выветривания. Однако в этом разрезе одновременно с монтмориллонитом и каолинитом, судя по наличию на дифрактограммах широких дифракционных полос со значением 0,445—0,415 и 0,255—0,230 нм, отмечается также существенное содержание галлуазита. Вверх по разрезу вермикулит и монтмориллонит исчезают. В соответствии с этим, как и в рассмотренном выше профиле выветривания, а также в средней части разреза скв. 202/44 на долеритах, появляется вермикулит-монтмориллонитовая смешанослойная фаза ( $b=0,896$  нм) неупорядоченного типа. Кроме того, увеличивается количество и возрастает упорядоченность каолинит-галлуазитовой ассоциации (с беспорядочной —  $b$  в низах до полубеспорядочной —  $nb$  в верхах профиля выветривания).

В разрезе корвунчанской свиты, по электронографическим данным, содержание галлуазита еще более увеличивается. В отдельных, преимущественно верхних, частях профиля выветривания туфогенных пород отмечается примесь пластинчатого серпентина и хризотила. При этом пластинчатый серпентин в виде мелких кристаллов выделяется на острых гранях других минералов.

**Средние породы** (андезиты, порфириды, диориты, включая кварцевые разновидности последних). По данным И. И. Гинзбурга и Г. В. Писемского, а также С. С. Чекина и П. П. Токмакова, в нижних частях профилей выветривания этих пород образуются хлорит,

гидрослюда, ассоциирующие с монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой\*, и монтмориллонит, которые к верхам разрезов переходят в галлуазит и каолинит.

**Щелочные породы** (нефелиновые сиениты, ийолиты и сиенитовые порфиры). В процессе выветривания этих пород возникают вначале гидрослюда с примесью монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований\* и монтмориллонит, которые выше смещаются галлуазитом и каолинитом.

**Кислые породы** (граниты, гранодиориты, пегматиты и их эффузивные аналоги — кислые туфы). По данным А. Д. Слукина, граниты на юге Индии содержат кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, пирит и единичные зерна магнетита. В нижней части коры выветривания образуется каолинит. В верхах профиля выветривания каолинит переходит в гиббсит.

По данным Ж. В. Домбровской [9], пегматиты Центрального Прибайкалья представлены микроклином, плагиоклазом, кварцем и мусковитом. На контакте с вмещающей породой в них обычно присутствует роговая обманка. В нижней части профиля выветривания развита, главным образом, гидрослюда, ассоциирующая с монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой\*. В верхах разреза преобладает каолинит.

Кора выветривания на туфах, развитая на правом берегу р. Подкаменной Тунгуски (западная часть Сибирской платформы), как показано А. Д. Слукиным и Ж. В. Домбровской [33], в нижней части содержит монтмориллонит, переходящий в верхней в каолинит с примесью гётита.

**Осадочные породы и их метаморфизованные разности.** По нашим данным [11], кора выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя в пределах Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алаkitского районов Западной Якутии в северной части имеет допозднепалеозойский, а в южной — дораннеюрский возраст.

Исходные породы представлены серыми и светло-серыми, иногда грязно-серыми карбонатными песчанистыми алевролитами и известково-доломитовыми песчаниками, а также отдельными мало-мощными прослоями карбонатизированных аргиллитов. Обломочный материал грубозернистых пород состоит из кварца, кислых плагиоклазов (олигоклаз, альбит), К-полевых шпатов (микроклин, санидин), доломита, кальцита и мусковита. В профилях с общим относительно слабым изменением пород, как, например, по разрезу скв. 114/176 в нижней части (на глубине 15,3 м), содержится гидрослюда, характеризующаяся смесью политипных модификаций  $1M$  и  $2M_1$  ( $1M > 2M_1$ ) с полубеспорядочной структурой — *пб*, Fe-Mg-хлорит, монтмориллонит-гидрослюдистое и хлорит-сапонитовое смешанослойные образования. Указанные смешанослойные фазы характеризуются тенденцией к упорядоченному чередованию

---

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

пакетов, что отражает унаследованность этого признака от исходных пород нижнего палеозоя. Эта особенность смешанослойных фаз, как известно [10], характерна для пород, подвергшихся процессу наложенного ранее на них интенсивного постседиментационного преобразования. Хлорит представлен относительно крупными в плоскости  $ab$ , но тонкими по оси  $c$  частицами, иногда с признаками эластичности. В отличие от этого, гидрослюда  $2M_1$  характеризуется псевдоизометричными микроблоками, отличающимися от частиц хлорита жесткостью и большей толщиной по оси  $c$ .

Выше (начиная с глубины 9,5 м) происходит быстрое разложение  $CaCO_3$  и  $CaMg(CO_3)_2$ , а также триоктаэдрических минералов слонстого типа, что приводит к развитию на этих участках крупных пор и максимальной проницаемости. В результате этого (с глубин 6,5 м) в профиле элювия остаются только диоктаэдрические фазы (гидрослюда и монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование; последнее характеризуется, как и в низах разреза, тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов). В верхних частях (на глубине 2,5 м) существенно уменьшается степень упорядоченности в переслаивании пакетов в структуре смешанослойной фазы, а также разупорядочение взаимного наложения слоев в структуре гидрослуды, особенно менее стабильной в процессе выветривания модификации  $1M$ .

В профилях кор выветривания рассматриваемого возраста с более значительным изменением пород в целом сохраняется аналогичное строение разрезов, однако наблюдается общее увеличение ПШПВ рефлексов диоктаэдрических фаз. Следует заметить, что в нижних частях отдельных профилей этой коры выветривания эпизодически присутствуют новообразования алюминита и базальюминита, а в верхних частях — ярозита.

Кора выветривания на терригенно-карбонатных породах, имеющая дораннеюрский возраст и развитая в южной части Мало-Ботуобинского района, отличается от элювия на указанных породах в северных районах рассматриваемой территории более интенсивным их преобразованием, особенно к верхам разреза. Так, в нижней части этой коры (на глубине 10—12 м) породы, представленные известковистыми песчаниками и аргиллитами, содержат (см. рис. 50, обр. II) гидрослуду  $1M$  и  $2M_1$  ( $1M \gg 2M_1$ ), ассоциирующую с монтмориллонит-гидрослюдистым смешанослойным образованием с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. Выше по разрезу (на глубине 8 м) наблюдается некоторое увеличение в структуре смешанослойной фазы количества разбухающих пакетов, однако с сохранением унаследованной от первичных пород тенденции к упорядоченности в их чередовании. Появляется также примесь каолинита. В верхних частях разреза (на глубине 2 м) содержание каолинита, характеризующегося полубеспорядочной структурой, резко возрастает (см. рис. 50, обр. I). Одновременно уменьшается количество гидрослуды  $1M$  и смешанослойной фазы, реликты которых приобретают частичное разупорядочение. В то же время изменение гидрослуды  $2M_1$  на данной

стадии выветривания ограничивается лишь некоторым ухудшением степени упорядоченности ее структуры (от упорядоченной с некоторыми нарушениями — *ун*, до упорядоченной с существенными нарушениями — *унн*). В результате этого содержание гидрослюда  $2M_1$ , по сравнению с фазой  $1M$ , возрастает ( $2M_1 > 1M$ ). Отсюда следует, что гидрослюда  $2M_1$  обладает более значительной устойчивостью при выветривании. Соотношение между этим минералом, с одной стороны, а также гидрослюдой  $1M$  и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазой — с другой, подчеркивает, что каолинит развивается за счет минералов, характеризующихся наименьшей степенью совершенства структуры.

Амфиболсодержащие породы архейского возраста (амфиболиты, роговообманково-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы, роговообманковые плагиогнейсы и т. д.) с развитой на них корой выветривания изучены Ж. В. Домбровской [9] в Прибайкалье (о-в Ольхон и Приольхонье). Исходные породы в этом регионе обычно представлены черными или темно-серыми среднезернистыми разностями, состоящими из роговой обманки с небольшой примесью основных плагиоклазов. В кристаллических сланцах роль последних возрастает. В гнейсах, кроме того, появляется значительное количество кварца. Во всех породах присутствуют биотит, магнетит и апатит, иногда циркон, графит и хлорит. В нижней части коры выветривания таких пород развиваются хлорит и монтмориллонит (нонтролит), что обуславливает их зеленую окраску. В верхах элювиальной толщи образуются каолинит и гётит.

С указанными породами в рассматриваемом районе ассоциируют также биотитсодержащие разности пород (биотитовые и биотит-графитовые плагиогнейсы и гнейсы, биотит-гранатовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и т. д.).

Выветривание пород этого типа, содержащих в значительном количестве амфиболы и пироксены, приводит, аналогично указанным выше амфиболсодержащим породам, к образованию в низах разреза монтмориллонитовой зоны зеленоцветных продуктов.

Собственно биотитовые гнейсы представляют собой серую плотную породу, содержащую в отдельных прослоях либо крупночешуйчатый биотит с небольшой примесью полевого шпата и кварца, либо в основном полевые шпаты и кварц с примесью мелкочешуйчатых слюд (мусковита и богатого железом биотита).

В коре выветривания этого типа выделяются три зоны: гидрослюдистая, гидрослюдисто-каолинитовая и гётит-каолинитовая. При этом крупночешуйчатый биотит выветривается медленнее, чем мелкочешуйчатый, и образует псевдоморфозы гидробиотита, затем вермикулита и в дальнейшем переходит, по-видимому, в смешанослойную фазу с преобладанием разбухающих пакетов\*.

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

## Геохимия и кинетика выноса элементов при формировании элювиальных толщ

С учетом того, что скорость выноса из выветривающихся пород отдельных элементов зависит от типа химических соединений, в состав которых они входят, нами для исключения этого фактора были получены расплавы некоторых типов осадочных пород и проведена обработка дистиллированной водой изготовленного из расплавов минерального волокна. Минеральное волокно (после кипячения его в течение 8 ч в дистиллированной воде), сухой остаток фильтрата и исходное волокно были исследованы затем методом полуколичественного спектрального анализа. Из волокна, полученного на основе мергеля с примесью известняка, которое содержит анкерит, кальцит, кварц, слабо деградированную гидрослюда и хлорит, породообразующие элементы выносились в следующей последовательности: Na, Ca, Si, Cr, Al, Fe, Mg, Ti, Mn. Интенсивно выносился также K. Из волокна, изготовленного из каолина, содержащего каолинит с примесью кварца, элементы выносились в таком порядке: Ca, Na, Si, Mg, Fe, Al, Ti, Mn.

Как видно из приводимых данных, наибольшей скоростью выноса элементов из гомогенизированных систем обладают Na, Ca и Si, а наименьшей Ti и Mn. Остальные породообразующие элементы (Cr, Mg, Fe, Al) характеризуются средней скоростью выноса. Некоторый разброс в относительной скорости выноса связан в основном с различным содержанием отдельных элементов, что отражается на абсолютном количестве переходящего в фильтрат материала определенной природы.

Одновременно с этим в процессе выветривания происходит окисление подавляющей массы  $Fe^{2+}$ , а также общее повышение роли гидратированных минералов. В результате этого в целом в верхних горизонтах элювиальных толщ из главнейших элементов накапливаются Al, а также  $Fe^{3+}$ , Ti и общая  $H_2O$ , особенно входящая в ее состав  $H_2O^+$ , тогда как Na, Ca, K, Mg и Si выносятся [27].

Использование для выяснения особенностей изменения химического состава различных пород в зоне гипергенеза кластер-анализа показало, что имеется четкое соответствие между исходными породами и образующимися за счет их изменения элювиальными продуктами. В этом методе, разработанном В. Г. Хитровым, важнейшие 10 оксидов химического состава породы или минерала ( $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , FeO, CaO, MgO,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $H_2O^+$ ) переводятся в ранги (от 1 до 10), наименьший из которых (1) соответствует оксиду с минимальным, а наибольший (10) — с максимальным содержанием от суммарного количества (в %) всех оксидов в составе изучаемого объекта. На основе полученных рангов определяются три показателя *LM*, *KN* и *OK*, из которых первый является дискриминатором, а два других — классификаторами.

Дискриминатор *LM*, характеризующий соотношение в породах или минералах лейкократовых и меланократовых компонентов,

вычисляется по разности следующих сумм рангов:  $LM = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}^+) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2)$ . Его значение изменяется в пределах  $-25 \leq LM \leq +25$ .

Классификатор  $KN$  ( $-21 \leq KN \leq +21$ ) предназначен, главным образом, для выяснения принадлежности объекта к тому или иному типу породы или минералу, что осуществляется путем сравнения их эталонных ареалов с полученными данными [38]. Значение  $KN$  определяется из разности сумм:  $KN = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}^+)$ . Классификатор  $OK$  ( $-21 \leq OK \leq +21$ ) служит для выявления специфики изменения состава объектов в зоне гипергенеза и значение  $OK = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}^+ + \text{Al}_2\text{O}_3) - \text{FeO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}$ . Полученные фигуративные точки наносятся на спаренную петрохимическую, или вариационную диаграмму (рис. 53), в которой дискриминатор  $LM$  составляет общую абсциссу, а классификаторы  $KN$  и  $OK$  — ординату. При нанесении на диаграмму ряда анализов однопородных объектов, например горных пород, минералов и т. д., они образуют ареалы колебаний их химического состава. В свою очередь, последовательность изменения химизма пород по какому-то определенному направлению, в частности по профилю выветривания, может быть представлена в виде векторов, соединяющих отдельные фигуративные точки на диаграммах  $LM-KN$  и  $LM-OK$ , в соответствии с изменением глубин залегания образцов. В связи с тем что дискриминатор и классификаторы на вариационных диаграммах взаимно связаны между собой, векторы различных групп оксидов направлены в разные стороны.

Исходные магматические породы (ультраосновные, основные, средние и кислые) характеризуются на вариационных диаграммах  $LM-KN$  и  $LM-OK$  определенными ареалами локализации, причем их дифференциация основана на различном содержании в них  $\text{SiO}_2$ . Положение ареалов магматических пород, их последовательных переходов между ними, контролируются следующими двумя факторами: химическим составом и минералогическими особенностями пород. Первый из них указывает на «прогрессирующую силицификацию» состава конкретных магматических дифференциатов, согласующуюся с общим изменением состава горных пород, по А. П. Виноградову. Второй фактор определяет закономерное усложнение кристаллического строения породообразующих минералов от простых тетраэдров (оливин), цепей и колец (соответственно пироксены и амфиболы) при низких значениях дискриминатора  $LM$  к листам и каркасам (соответственно слюды и полевые шпаты) при высоких его значениях.

Подобно тому как ареалы магматических пород отражают существенные черты единства их химического состава и минеральной природы, ареалы важнейших осадочных пород на диаграммах  $LM-KN$  и  $LM-OK$  (рис. 54) иллюстрируют их тесную связь, прежде всего, с происхождением пород. В левой нижней части последней диаграммы локализуются преимущественно хемогенные

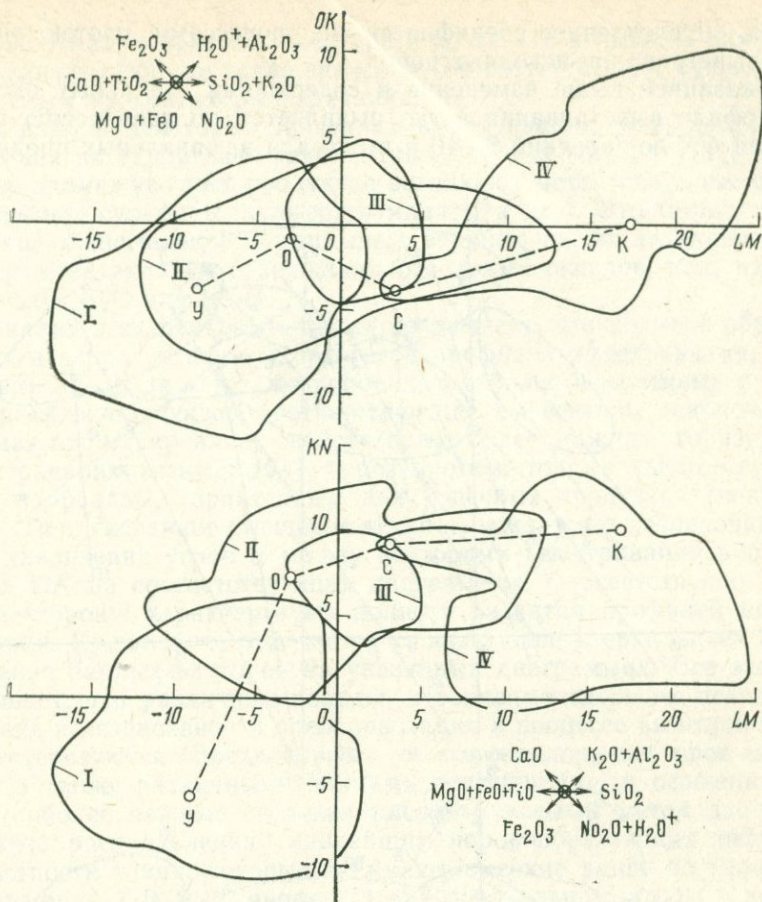


Рис. 53. Ареалы главных типов магматических пород на диаграммах LM—OK и LM—KN (рядом с диаграммами приведены розы их векторов):

I — ультраосновные (дуниты, оливиниты, перидотиты), II — основные (пироксениты, горнблендиты, габбро, нориты, анортозиты), III — средние (диориты, кварцевые диориты), IV — кислые (тоналиты, гранодиориты, граниты, лейко- и плагииграниты). Y, O, C, K — точки соответствующие средним составам пород

породы (карбонаты, оксиды и гидроксиды железа, а также сульфаты и галиты), в правой верхней части — терригенные породы, представляющие собой стадияльно измененные продукты выветривания исходных пород.

Из сравнения соответствующих диаграмм (см. рис. 53 и 54) видно, что зоны ареалов исходных пород и конечных продуктов выветривания на диаграммах LM—KN дифференцированы сравнительно слабо. Это свидетельствует об относительном сходстве их валового химического состава, а точнее — об определенной их унаследованности. В отличие от этого, разделение тех же зон на диаграммах LM—OK отчетливо выявляет различие химического со-

става, обусловленное специфическими процессами, протекающими при выветривании исходных пород.

Указанное выше изменение в содержании отдельных оксидов в профиле выветривания четко выявляется по увеличению показателя  $OK$  до значений 8—10 и выше для элювиальных продуктов

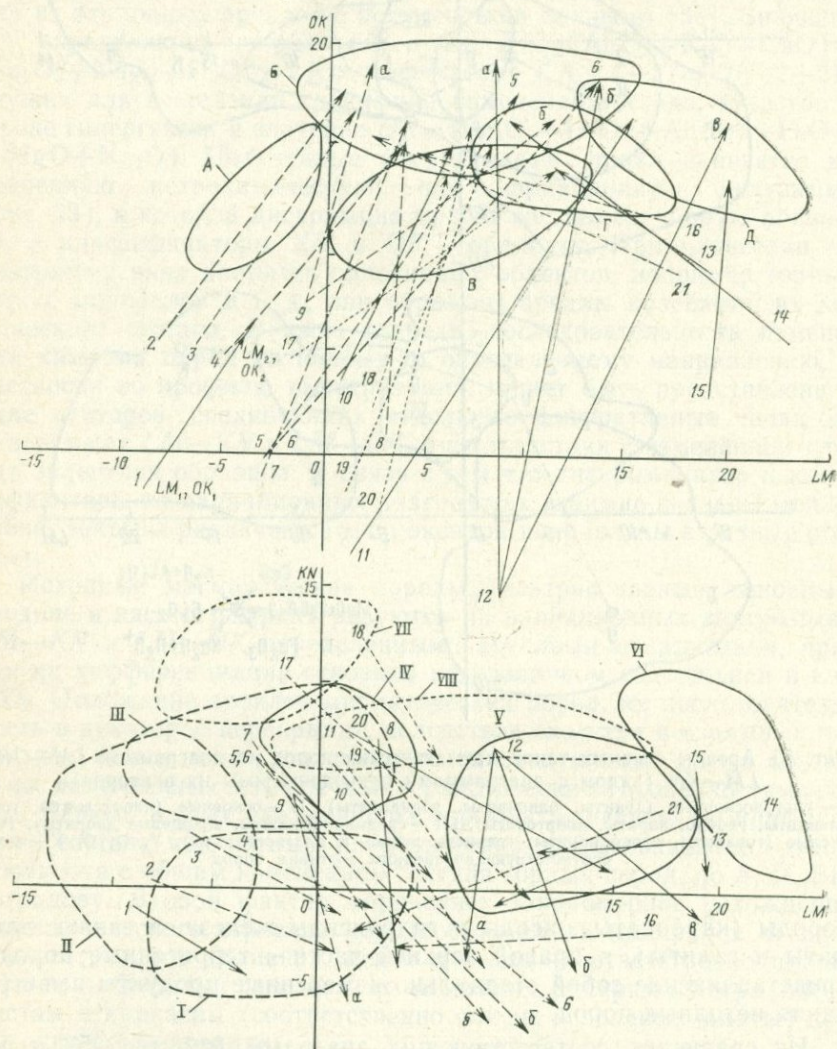


Рис. 54. Обобщающие диаграммы процесса выветривания различных пород по профилям 1—21 (объяснения см. в тексте, гл. III).

Ареалы исходных пород на диаграмме  $LM-KN$ : I — кимберлиты, II — пикритовые порфиры и перидотиты, III — базальты и долериты, IV — диориты и кварцевые диориты, V — плагиограниты, VI — граниты и лейкограниты, VII — известняки, VIII — амфиболиты и гнейсы. Ареалы конечных продуктов выветривания на диаграмме  $LM-OK$ : А — окисные железные руды, Б — латериты и бокситы, В — кварц-монтмориллонит-гидрослюдастые породы, Г — каолинит-гидрослюдастые породы, Д — каолины; а, б, в — векторы, характеризующие состав конечных, промежуточных и начальных продуктов выветривания

первично меланократового состава и до 12—15 и выше — для лейкократового. Обычно такие значения  $OK$  соответствуют существенно зрелым продуктам выветривания.

Однако в некоторых профилях выветривания, как, например, в элювии на терригенно-карбонатных породах Якутии [11], в качестве промежуточных продуктов возникают метастабильные фазы (например, сульфаты, сульфоалюминаты и др.). Это может обуславливать аномальное повышение в верхних частях неполных профилей выветривания содержания отдельных оксидов, как, например,  $CaO$ ,  $K_2O$  или  $Na_2O$ .

Анализ этих диаграмм также показывает, что по мере образования в верхах отдельных разрезов профилей выветривания, возникших на одних и тех же породах, все более измененных в зоне гипергенеза продуктов, соответствующие им векторы закономерно смещаются от ареалов, свойственных более нижним горизонтам выветривания (вектор  $12в$ ), через промежуточные (векторы  $9б$  и  $12б$ ) к ареалам, характерным для конечных продуктов (векторы  $9а$  и  $12а$ ). Указанное смещение четко отражается в последовательном увеличении углов  $\alpha$  между векторами выветривания и осями  $KN$  и  $OK$  на соответствующих диаграммах. Соответственно, длины векторов  $l$  характеризуют полноту развития профилей выветривания. Кроме того, отмечается своеобразное «зеркальное» соотношение парных векторов на указанных диаграммах. Все это показывает, что различные породы, в зависимости от их исходного состава и интенсивности преобразования в процессе выветривания, характеризуются определенными углами наклона векторов  $\alpha_{KN}$  и  $\alpha_{OK}$ , а также различными длинами векторов  $l_{KN}$ , и особенно  $l_{OK}$ .

Наиболее важные сведения рассматриваемый метод дает при анализе распределения главнейших порообразующих оксидов, в частности таких, которые занимают высокие ранги по величине содержания (10, 9, 8, иногда 7) как в начальном, так и в конечном химических составах главных типов пород.

В исходных ультраосновных породах (профили 1—4,  $LM$  от 9 до —5) высшие ранги содержания принадлежат:  $SiO_2 > MgO > CaO > FeO$  (здесь и далее учитывается средний ранг оксида в рассматриваемых породах). Соответственно в конечных продуктах их выветривания главные ранги:  $SiO_2 > Al_2O_3 = Fe_2O_3 > H_2O^+$ , так как в этом случае накапливаются  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $H_2O^+$  при выносе  $MgO$ ,  $CaO$  и окислении  $Fe^{2+}$ . Накопление преимущественно лейкократовых компонентов и вынос наиболее меланократовых обуславливают увеличение значения  $LM$  к концу процесса и направление векторов выветривания этих пород на диаграмме  $LM-OK$  вправо и вверх соответственно изменению рангов содержаний накапливающихся и выносимых оксидов (см. «розы векторов» на рис. 53), а на диаграмме  $LM-KN$  также вправо, но вниз.

В неизмененных основных породах (профили 5—10,  $LM$  от —3 до +3) высшими рангами характеризуется ряд:  $SiO_2 > Al_2O_3 > CaO > MgO$ , который в конечных продуктах сменяется существенно иным:  $Al_2O_3 > Fe_2O_3 > H_2O^+ > SiO_2$ , т. е. в них накапливают-

ся  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при выносе  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Это показывает, что изменение основных пород протекает практически аналогично рассмотренным выше.

Для исходных средних пород (профиль 11,  $LM = +1$ ) характерна подобная же смена рядов главных оксидов от  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO}$  к  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{H}_2\text{O}^+ > \text{Fe}_2\text{O}_3$  и накопление в коре  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  с выносом  $\text{CaO}$  при относительной инертности  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . В итоге конечные продукты и в этом типе пород также обогащаются лейкократовыми компонентами.

Для неизмененных кислых пород (профили 12—16,  $LM$  от +9 до +23) наблюдается иная картина. Существенно лейкократовый ряд —  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$  — сменяется в верхах профилей менее лейкократовым рядом  $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2 > \text{H}_2\text{O}^+ > \text{Fe}_2\text{O}_3$ , причем отчетливо накапливаются  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при интенсивном выносе  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , а также  $\text{SiO}_2$ . В профилях выветривания этих пород наблюдается обратное соотношение между лейко- и меланократовыми составляющими в низах и верхах разреза (см. рис. 54). Это свидетельствует о радикальном изменении направления процесса при выветривании кислых пород (см. профили 13, 14, 16).

Процессы, происходящие при выветривании осадочных и метаморфических пород, принципиально не отличаются по химизму от рассмотренных выше. Так, для первых, представленных терригенно-карбонатными породами (профили 17 и 18,  $LM$  от -2 до +25), характерен «стандартный» процесс (см. рис. 54), определяемый значениями  $LM_2 > LM_1$ , когда ряд главных оксидов —  $\text{SiO}_2 > \text{MgO} = \text{CaO} > \text{Al}_2\text{O}_3$  — сменяется в верхах профилей рядом —  $\text{SiO}_2 > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{H}_2\text{O}^+$ , т. е. наблюдаются накопление  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с выносом  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Для вторых, включающих амфиболиты и различного типа гнейсы (профили 19—21,  $LM$  от +1 до +17,5), характерна смена ряда  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{K}_2\text{O}$  на ряд  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{H}_2\text{O}^+$ , что сопровождается накоплением в верхах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$  и выносом  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  при разнообразном направлении процесса, в зависимости от начального значения  $LM$ .

Приведенные данные показывают, что из существенно меланократовых ультраосновных и основных магматических пород и их химических аналогов выносятся, главным образом, меланократовые компоненты. Это приводит к более лейкократовому составу продуктов выветривания, определяемому увеличением значения  $LM$  и  $OK$  при уменьшении  $KN$  (в соответствии с «розами векторов» — см. рис. 53).

В более кислых лейкократовых породах, наряду с такой же возможностью, по мере приближения дискриминатора  $LM$  к его предельному положительному значению возникает все более вероятная возможность частичного выноса лейкократовых главных компонентов. Это сопровождается уменьшением значений  $LM$  при подобных же, что и для меланократовых пород, изменениях  $OK$  и  $KN$ .

Вследствие этого, угол поворота вектора выветривания  $\alpha_{OK}$  и коррелирующийся с ним угол  $\alpha_{KN}$  зависят, главным образом, от

соотношения между лейкократовыми и меланократовыми компонентами начальных и конечных продуктов выветривания и особенностей процесса выноса и накопления главных компонентов.

Важное значение для характеристики процесса выветривания имеет также перераспределение между исходными породами и образующимся элювием ряда других элементов. Так, например, из изученных нами пород в профилях выветривания на территории Западной Якутии вынос и накопление редких и рассеянных элементов происходят в следующей последовательности.

При выветривании кимберлитов накапливаются Co, Ni, Cr, в меньшей степени увеличивается содержание Nb, Zr, P, несколько возрастает в продуктах выветривания также количество Be, Sc, V и Mo. Из долеритов в процессе выветривания, кроме указанных элементов, выносятся Sr, Ba и Zr. В наибольшей степени накапливаются В и Mn, в меньшей — Co и Ni. При выветривании туфов и туфогенных пород наблюдается существенное накопление V и менее значительное — В, Ni, Co и Mn.

В коре выветривания терригенно-карбонатных пород допозднепалеозойского возраста происходит частичное накопление Be и Nb. Соответственно в профилях выветривания дораннеюрской коры выветривания в наибольшей степени накапливаются В, Y и Yb, в меньшей — Zr, Be и Nb.

### 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Приведенные выше особенности изменения химического состава различных пород непосредственно связаны с преобразованием содержащихся в них минеральных ассоциаций. Этот процесс начинается по трещинам, возникающим в породах на наиболее ранних стадиях их гипергенного преобразования, что обеспечивает циркуляцию в них вадозных вод. При этом, исходя из свойств воды и структурных особенностей минералов, содержащихся в дренируемых породах, механизм взаимодействия между минералами и водами и возникающие продукты реакций будут различными.

Высокая диэлектрическая постоянная воды определяет сильную растворяющую способность ее по отношению к минералам с преимущественно ионным типом связи элементов в их структуре. К ним относятся галогениды, сульфаты, карбонаты, а также слоистые силикаты триоктаэдрического типа — серпентины, практически не содержащие в структуре Al.

В связи с этим на ультраосновных породах, в которых преобладают серпентин, Fe-карбонаты и рудные минералы, при выветривании, в результате последовательного окисления Fe в их структуре формируются охры. Это, как показано выше, определяет направление векторов выветривания на диаграммах *LM—OK* в наиболее левую часть поля латерит-бокситов (векторы 2 и 3), по сравнению с начальными этапами изменения пород рассматривае-

мого типа, связанными с возникновением сунгулита — гипергенного серпентина (см. рис. 54, вектор 1), или разностей кимберлитов, содержащих повышенную примесь флогопита и продуктов его преобразования (см. рис. 54, вектор 4).

Минералы с ковалентными и ионноковалентными связями в структуре (полевые шпаты, амфиболы, пироксены и нефелин) слабо растворяются в свободной воде. Однако они разлагаются при действии на них органических кислот и ферментов, содержащихся в перекрывающих коры почвах. Указанные минералы неустойчивы также в воде, образующей тонкие пленки на поверхности микротрещин в выветривающихся породах. На месте этих минералов возникают пустоты, что определяет резкое повышение фильтрационной способности пород, которая в условиях жаркого климата обуславливает возможность возникновения интенсивного промывного режима. Следует, однако, иметь в виду, что оптимальным для образования наиболее мощных элювиальных толщ следует считать промывной режим средней интенсивности.

Исходя из наличия в основных породах, главным образом, минералов с каркашной, цепочечной и островной структурами за счет основных плагиоклазов (через стадию монтмориллонита) и вермикулит-монтмориллонитовой смешанослойной фазы возникает каолинит (см. рис. 54, векторы 7, 8 и 10) с относительно невысоким совершенством структуры. Одновременное образование гипергенного серпентина и побочного продукта монтмориллонитизации основных плагиоклазов — вторичного кальцита обуславливает аналогично ультраосновным породам, длительную сохранность в профиле выветривания рассматриваемых пород относительно высоких значений pH. Это, вследствие повышенной концентрации ионов OH в среде, увеличивает их взаимодействие с атомами Si и Al. При меньшей энергии связи Al—O в алюмо-кислородно-кремниевых группировках, OH-ионы путем нуклеофильной атаки ими атомов Al и Si предпочтительнее воздействуют на Al. В результате этого возникший в профиле выветривания относительно слабо упорядоченный каолинит в дальнейшем начинает испытывать последовательное разупорядочение структуры. Так, например, в изученных нами туфобрекчиях основного состава трубки Ан-49 Западной Якутии на глубине 52,1 м рассматриваемый минерал характеризуется упорядоченной с некоторыми нарушениями степенью совершенства структуры — *ун*, тогда как выше — последовательно беспорядочной — *б*, а на глубине 17,1 м — полностью беспорядочной — *бб*. Это сопровождается появлением в профиле выветривания основных пород гиббсита (см. рис. 54, векторы 5, 6 и 9), что подчеркивает универсализм процесса минералообразования, т. е. как возникновение каолинита связано с первичным разупорядочением структуры исходных минералов, так и образование гиббсита сопровождается сначала резким ухудшением степени совершенства структуры каолинита, а затем его разрушением. Процесс гиббситообразования в значительной степени интенсифицируется при залегании выветривающихся толщ в ассоциации с карбо-

натными породами. За счет легкого растворения последних обеспечиваются, с одной стороны, создание необходимой для разложения алюмосиликатов щелочной среды, а с другой — быстрый дренаж через указанные породы метеорных вод.

В отличие от каркасных, цепочечных и островных силикатов механизм изменения слоистых алюмосиликатов имеет иной характер. Во-первых, они также относятся к неустойчивым в зоне гипергенеза минералам, которые легко подвергаются гидратации (быстрее всего трехэтажные разности триоктаэдрического типа), а также трансформации. Во-вторых, измененные в процессе выветривания слоистые минералы более длительное время, по сравнению с другими минералами, сохраняются в элювии. При этом триоктаэдрические минералы двух- (серпентины) и четырехэтажного (хлориты) типов наименее устойчивы. Однако у триоктаэдрических минералов водные группировки обладают большей прочностью связи с катионами в кристаллической структуре, чем у диоктаэдрических. Поэтому масштабы изменения количества воды у триоктаэдрических минералов весьма ограничены, что определяет узкий диапазон существования деградированных разностей их, возникающих при замещении в структуре рассматриваемых фаз некоторых катионов водными группировками. Соответственно преобладание в их кристаллической решетке подвижных элементов (Mg, и особенно  $Fe^{2+}$ ) обуславливает при окислении последнего быстрое разложение рассматриваемых минералов. Образующиеся свободные окислы поступают в раствор, причем на основе освобождающегося Al, в зависимости от относительной интенсивности промывного режима и pH среды, возникает либо каолинит, либо гиббсит.

В то же время в структуре трехэтажных минералов триоктаэдрического типа первичные изменения сопровождаются, прежде всего, выносом элементов, характеризующихся ионным типом связи, т. е. межслоевых катионов. В связи с этим, по сравнению с их четырехэтажными аналогами, рассматриваемые минералы изменяются без полного, как у хлоритов, разрушения структуры в более широких пределах, причем начинается этот процесс даже значительно раньше, чем у четырехэтажных слоистых силикатов. Трехэтажные минералы триоктаэдрического типа последовательно переходят во все более деградированные разности, что сопровождается наряду с деструкцией также частичной диоктаэдрацией их, т. е. переходом в разновидности слоистых силикатов, характеризующихся наибольшей устойчивостью в зоне гипергенеза.

В свою очередь, собственно диоктаэдрические минералы трехэтажного типа, содержащие в октаэдрических позициях главным образом Al и  $Fe^{3+}$ , обладают максимальной в зоне гипергенеза устойчивостью по сравнению с другими рассмотренными выше слоистыми силикатами.

По отношению к факторам выветривания главнейшие породообразующие минералы (в порядке убывания устойчивости) могут быть расположены в следующий ряд: кварц, калиевые полевые

шпаты, амфиболы, пироксены, кислые плагиоклазы, основные плагиоклазы, вулканическое стекло и карбонаты. Соответственно слоистые силикаты характеризуются такой последовательностью уменьшения стабильности структуры: мусковит и диоктаэдрические гидрослюды  $2M_1$ , глаукониты, селадониты и другие гидрослюды  $1M$ , диоктаэдрические разности монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований и монтмориллонита, ди-триоктаэдрические смешанослойные образования, триоктаэдрические монтмориллониты и хлориты, хлорит-монтмориллониты и хлорит-вермикулиты, вермикулиты и, наконец, триоктаэдрические разности слюд и гидрослюд.

Исходя из этого ультраосновные, основные и, частично средние породы, содержащие темноцветные минералы, включая триоктаэдрические разности слоистых силикатов и плагиоклазы, наименее устойчивы в зоне гипергенеза. Важной особенностью их преобразования является быстрое разложение и накопление Al в профиле выветривания в виде свободных гидроокислов.

В то же время при гипергенном изменении кислых и, частично, средних пород, обогащенных кварцем, калиевыми полевыми шпатами и слоистыми силикатами, особенно диоктаэдрического типа, большая часть освобождающегося при их разложении Si и Al в условиях свойственных указанной минеральной системе относительно низких значений pH ( $\sim 6$ ) связывается в структуре каолинита. Прочность связи Si и Al в структуре каолинита обеспечивает длительную сохранность его в профиле выветривания кислых, средних и терригенно-карбонатных пород (см. рис. 54, векторы 11, 12б, в, 13—15, 17, 18). Однако процесс дальнейшего преобразования минерала интенсифицируется в породах, характеризующихся относительно небольшим содержанием кристаллических фаз, как, например, в туфах (см. рис. 54, вектор 16). Аналогично профилям выветривания основных пород присутствие карбонатных прослоев в указанных выше породах также резко интенсифицирует процесс выветривания их в сторону возникновения гиббсита (см. рис. 54, вектор 18).

При выветривании метаморфических пород, характеризующихся преобладанием триоктаэдрических слюд, а также содержащих другие железистые минералы, например амфиболы, наряду с каолинитом в большом количестве образуются охры. Это обусловливает направление векторов выветривания на петрохимических диаграммах  $LM-OK$  под разными углами, в зависимости от основного (амфиболиты и амфиболовые гнейсы) или кислого (биотитовый гнейс) типа пород, в сторону поля латерит-бокситов (см. рис. 54, векторы 19, 20, 21).

Как показывает анализ рассмотренных выше профилей, развивающихся на породах различного типа, в верхних горизонтах их, за исключением ультраосновных пород, не содержащих Al минералов, присутствуют каолинит и, иногда, галлуазит, а также гиббсит, оксиды и гидроксиды железа. В отличие от этого, нижние горизонты, в зависимости от типа пород, характеризуются значи-

Значения рН минералов из кор выветривания (1—3), осадочных пород (4, 5) и вод различного типа (6—8)

№ п.п	Минерал, вода	рН	№ п.п	Минерал, вода	рН
1	Каолинит	6,4—6,9	6	Речная вода (рек Северного полушария)	6,0—6,3
2	Гидрослюда	6,7—7,7	7	Озерная вода (пресных озер Северного полушария)	6,0—7,0
3	Монтмориллонит	7,9—9,8			
4	Кальцит	9,4—9,5	8	Морская вода (открытого океана)	7,5—8,5
5	Доломит	9,6—10,1			

тельным разнообразием минеральных ассоциаций. Так, при выветривании ультраосновных, основных и, частично, средних пород, содержащих значительное количество Fe-Mg минералов, на ранних стадиях образуются преимущественно, обогащенный Mg и Fe<sup>3+</sup> монтмориллонит ди-триоктаэдрического типа, а также такие триоктаэдрические минералы, как вермикулит, серпентин структурного типа А и хлорит. В отличие от этого, в элювии на кислых и, частично, средних породах возникают диоктаэдрические минералы в основном гидрослюда, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования и реже обогащенный Al монтмориллонит (главным образом, при выветривании кислых туфов). Следует подчеркнуть, что в монтмориллонитах состав октаэдрического заполнения зависит от химизма исходных минералов, за счет которых они образовались. Это отражает унаследованность свойств вторичных фаз по отношению к первичному субстрату. В отличие от этого, содержание Al в тетраэдрах зависит от рН среды. Так, в корях (снизу вверх) по мере уменьшения значений рН содержание Al в тетраэдрах уменьшается, что является необходимым условием для дальнейшего преобразования монтмориллонита в каолинит, у которого Al, как показано выше, полностью отсутствует в тетраэдрических позициях структуры и рН на 1,5—2,9 единицы ниже (табл. 2).

Отдельные стадии выветривания сопровождаются, кроме того, возникновением рентгеноаморфных продуктов. Эти продукты, в зависимости от состава, лишь частично могут являться реакционно-активным материалом для образования новых, устойчивых в зоне гипергенеза кристаллических фаз. Для этого необходимо, прежде всего, наличие в их составе определенных элементов в стехиометрическом соотношении между собой, которые способны при своих собственных коре выветривания термобарических и геохимических условиях переходить в раствор и вновь инконгруентно кристаллизоваться, пока полностью не будет израсходован резерв какого-либо из входящих в новое соединение компонентов.

Необходимо обратить внимание, что скорость образования в профилях выветривания одного из конечных продуктов выветривания — каолинита и степень упорядоченности его кристаллической структуры зависят, главным образом, от химизма и минералогических особенностей исходных пород [11]. Образующийся в корах выветривания каолинит характеризуется весьма значительной (по оси  $c$ ) величиной микроблоков, т. е. имеет вермикулитоподобную форму. Следует обратить внимание, что абсолютная величина микроблоков у этого минерала также зависит от типа пород, на которых развивалась кора выветривания. Так, на кислых породах (гранитах, аплитах, пегматитах, гнейсах, мигматитах, гранодиоритах и др.) микроблоки каолинита имеют наибольшие размеры как по оси  $c$ , так и в плоскости  $ab$ . Относительно крупные размеры микроблоков каолинита в базисной плоскости соответствуют разновидностям с наиболее высокой степенью упорядоченности их структуры [40]. В частности, у каолинита Глуховецкого месторождения УССР, возникшего в результате выветривания биотит-плагиоклазовых и гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов, а также чудново-бердичевских гранитов и порфириовидных гранитов кировоградского типа, характеризующихся наибольшей величиной микроблоков в плоскости  $ab$ , коэффициент кристалличности ( $K$ ), по Д. Хинкли, достигает 1,45 (см. рис. 5). При этом, в зависимости от конкретного типа выветривающихся пород, значения этого индекса колеблются и даже превышают указанную величину, достигая 1,55. Наивысшей относительной степенью упорядоченности обладает каолинит, образовавшийся на гнейсах, и наименьшей — на порфириовидных гранитах. Соответственно в профилях выветривания кислых пород общей тенденцией является увеличение индекса упорядоченности каолинита к верхним частям зоны полной каолинизации исходных пород. В свою очередь, каолиниты, развитые в коре выветривания на средних породах, имеют меньшие размеры микроблоков, как, например, в разрезе Просяновского месторождения. Для них коэффициент  $K$  равен 1,15. По мере увеличения основности выветривающихся пород как дисперсность, так и степень окристаллизованности минерала закономерно уменьшаются.

Как указывает Ю. А. Русько [31], различная величина индекса упорядоченности каолинита, образовавшегося в профилях выветривания отдельных типов пород, может быть использована в качестве типоморфного признака для выяснения генезиса переотложенных каолинитов. Следует, однако, иметь в виду, что на стадиях денудации кор и накопления продуктов выветривания в конечных водоемах стока, а также постседиментационных преобразований содержащих каолинит пород он под влиянием факторов механического, химического и теплового воздействия может характеризоваться, как показано М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягиным [1], значительной степенью изменения упорядоченности структуры. В связи с этим, указанный структурный признак может быть использован при идентификации каолинита из различных кор только в от-

ложениях преимущественно континентального типа (аллювиальных, делювиальных и пролювиальных), накопившихся в руслах постоянных и временных водных потоков и в пресноводных водоемах, а также у подножий возвышенных участков территории, при весьма небольшой длительности переноса и степени постседиментационного изменения содержащих его толщ. Вариации структурной упорядоченности каолинита могут быть связаны с его размывом и переотложением в течение геологического времени из все более нижних частей профиля выветривания, в которых степень совершенства структуры минерала закономерно всегда ниже, чем в верхних. Необходимо в то же время подчеркнуть, что каолиниты, образующиеся в корах выветривания, в целом характеризуются недостаточно хорошо морфологически выраженными кристаллами в слагаемых ими микроблоках. При этом размер (в базисной плоскости) образующихся кристаллов зависит от относительной концентрации минералообразующих растворов. Так, наиболее крупные кристаллы, как правило, возникают из пересыщенных растворов, а мелкие — из пересыщенных, что в определенной степени отражает интенсивность промывного режима.

В процессе выветривания пород, содержащих аградируемый на предшествующей стадии катагенетического преобразования монтмориллонит вулканогенного происхождения, вначале, как наиболее неупорядоченная и реакционноактивная фаза, в каолинит переходит смешанослойная фаза с наибольшим содержанием разбухающих пакетов. В связи с этим, на промежуточных стадиях гипергенного изменения указанных выше пород в них одновременно с последовательным образованием каолинита снижается содержание смешанослойной фазы с относительно высоким содержанием разбухающих пакетов в их структуре.

Отсюда следует, что при изучении кор выветривания с целью выяснения типоморфных особенностей глинистых минералов, которые свойственны одним и тем же разностям их при развитии на различных породах, необходимо анализировать геологическую историю, или антогению каждого из первичных минералов в процессе его изменения в зоне гипергенеза. В частности, применение растровой микроскопии при изучении кор выветривания позволяет не только наблюдать определенные стадии процесса последовательного изменения исходных минералов, но и выявлять продукты непосредственной кристаллизации отдельных, часто промежуточных фаз из раствора, в частности пластинчатого серпентина структурного типа А, ярозита, алунита, алюминита и т. д.

Кроме аллотигенного материала, поступающего из кор выветривания, в ряде районов большую роль при накоплении осадков имеют также продукты размыва почв, содержащие преимущественно различные смешанослойные образования [6].

---

## IV. ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА ПУТЯХ ПЕРЕНОСА

---

### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Перенос глинистых минералов водными потоками может происходить либо в однородной, либо в различной по составу и минерализации среде. В первом случае они переносятся реками и поступают в пресные водоемы (преимущественно болота и озера); во втором — поступают в осолоненные озера или в пределы морей и океанов, включая пассивные и активные окраины континентов (зоны шельфа, континентального склона и подножья). Следует отметить, что на указанные части окраин континентов выносятся наибольшее количество сносимого с суши материала. Часть обломочного материала, переносимого, главным образом, эоловым путем, достигает также абиссальных котловин. В ряде случаев перенос материала за счет абразии берегов и залегающих на дне ранее накопившихся отложений начинается непосредственно в морских бассейнах. В этом случае в процесс размыва и переноса может быть вовлечен материал, содержащий как ди-, так и триоктаэдрические слоистые силикаты.

Стадия переноса глинистых минералов по сравнению с другими этапами их существования в накопившемся осадке, и особенно в сформировавшейся из него породе, характеризуется относительно небольшой длительностью и имеет динамический характер. Это, в отличие от других, статических стадий осадочного процесса, значительно затрудняет объективную оценку масштабов изменения глинистых минералов при переносе.

### 2. ДЕНУДАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПЕРВИЧНЫХ ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Главную роль в процессе переноса продуктов выветривания играют реки, в твердом стоке которых в гумидных поясах Земли, и особенно в тропическом [20] преобладает материал пелитовой размерности, имеющий, как правило, глинистую природу.

Переносимый материал в равнинных областях, в зависимости от особенностей гидрографической сети, дренирующей территорию водосбора с развитой на ней корой выветривания, либо частично переотлагается на путях переноса, либо поступает в крупные и длительно существующие области осадконакопления. Высокая скорость транспортировки аллотигенных глинистых минералов, характеризующихся в рассматриваемых географических и климатических условиях преимущественно диоктаэдрическими разновидностями, главным образом Al- и Fe<sup>3+</sup>-Al-типа, определяет относительно ограниченную степень их изменения на стадии мотогенеза. Эти

изменения заключаются в механическом измельчении глинистых минералов и частичной их деградации, особенно минералов с межслоевыми промежутками, содержащими в основном калий. При этом увеличение дисперсности минералов способствует увеличению «дефектности» их структуры [32].

Важным наблюдением, полученным нами на основании изучения взвесей рек, является полное отсутствие в них удлиненно-пластинчатых гидрослюд. Это позволяет сделать вывод, что гидрослюды политипной модификации 1M менее устойчивы, особенно с углом моноклинности  $\beta$ , меньшим  $102^\circ$ , чем разновидности, имеющие псевдоизометричную форму частиц. Необходимо подчеркнуть, что последние могут характеризоваться как политипом  $2M_1$ , наследующим его от исходных слюд (в основном мусковита  $2M_1$ ), так и 1M, который возникает за счет деградации биотита и флогопита 1M. Весьма редкие находки кристаллов галлуазита в продуктах денудации также подчеркивают относительно низкую степень устойчивости структуры этого минерала на стадии мотогенеза. Согласно нашим наблюдениям [32], галлуазит образуется в нижней части каолиновой зоны, т. е. при прочих равных условиях в относительно менее кислой среде, по сравнению с верхней частью указанной зоны. Поэтому в процессе переноса в среде с более низким рН галлуазит подвергается деструкции.

На территориях с расчлененным рельефом в сферу денудации, как правило, вовлекаются толщи, содержащие, кроме ди-, также реликтовые ди-три- и триоктаэдрические глинистые минералы. Это обуславливает не только физическое разрушение и появление большого количества «дефектов» структуры у минералов первой разновидности, но и полное разложение наиболее дисперсных частиц двух других разновидностей минералов, особенно аутигенного типа.

В аридных климатических поясах денудация пород в равнинных областях имеет ограниченные масштабы. В этом случае на континенте в осолоненных водоемах происходит образование весьма характерных для рассматриваемых климатических условий минералов (сепиолит и палыгорскит, а также обогащенный  $Fe^{3+}$ , монтмориллонит). Поэтому дренирование содержащих указанные минералы пород весьма ограничено развитыми на территории этих зон постоянными водными артериями и эпидозически возникающими временными потоками приводит к переносу ими минералов слоисто-цепочечного типа. Если диоктаэдрические минералы, особенно Al- и  $Fe^{3+}$ -Al-типа, изменяются при переносе относительно слабо, то Mg- $Fe^{3+}$ -разновидность монтмориллонита, а тем более Mg-силикаты слоисто-цепочечного типа менее устойчивы. Поскольку последние относятся к аутигенным глинистым минералам наиболее ранней генерации, они особенно чувствительны к изменению условий среды. Отсюда следует, что эти минералы большей частью разрушаются при переносе (табл. 3). В частности, проведенные А. Г. Сеидовым электронномикроскопические исследования

Схема эволюции глинистых минералов  
Составил Д. Д.

на стадиях седименто- и литогенеза  
Котельников (1983 г.)

Стадии мобилизации исходного материала и его эволюция в осадочном процессе	Шкала углеродизации углеродистого органического вещества	Степень уплотнения глинистых образований	Генезис		
			Аллотигенный (в глинистых, песчано-алевритовых и карбонатных отложениях)		
Перенос	Торф	Суспензионные потоки	Галлуазит 2M <sub>1</sub> Серпентин } Бертьерин } Вермикулит } Сапонит } Хлорит } Вермикулит-монтмориллонит } Каолинит } 1M	При ближнем переносе	
			Осадок (неуплотненные глины)	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> > 1M Монтмориллонит, бейделлит Гидрослюда-монтмориллонит	При дальнем переносе
Диagenез	ДГ	*	Слабо уплотненные глины	Катионный обмен (деградация, аградация)	
Протокатагенез	ПК <sub>1</sub> ПК <sub>2</sub> ПК <sub>3</sub>	Б <sub>1</sub> Б <sub>2</sub> Б <sub>3</sub>	То же		
	МК <sub>1</sub> МК <sub>2</sub>	Д Г	Уплотненные глины То же		
Мезокатагенез	МК <sub>3</sub> МК <sub>4</sub> МК <sub>5</sub>	Ж К ОС	Аргиллиты	Сапонит Хлорит	При ближнем переносе
				Каолинит 1M Гидрослюда 2M <sub>1</sub> > 1M	При дальнем переносе

минералов					Гидротермальный
Трансформационный		Аутигенный			
Первично аллотигенных разностей	Первично аутигенных разностей	Из надлонной воды	В глинистых отложениях	В песчано-алевритовых отложениях и трещинах карбонатных пород	
					Каолинит-монтмориллонит Монтмориллонит-каолинит
		Сепиолит Пальгорскит			
Частично ди-триоктаэдрический хлорит			Сепиолит Пальгорскит	Глауконит 1M	
Fe- и Mg-Fe-хлорит ↓ (в метатенезе)				Бертьерин А Fe и Mg-Fe-хлорит Каолинит 1ТС Удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит	
Хлорит-вермикулит К-бентонит Монтмориллонит-гидрослюда	Тальк-сапонит Хлорит-сапонит Глауконит? 1M			Каолинит 1ТС	Дикцит 2M <sub>1</sub> Накрит 2M <sub>2</sub> Гидрослюда 1M, 2M <sub>1</sub> , 2M <sub>2</sub> , 3T Селадонит 1M

Стадии мобилизации исходного материала и его эволюция в осадочном процессе		Шкала углеродистого органического вещества	Степень уплотнения глинистых образований	Генезис	
				Аллотигенный (в глинистых, песчано-алевритовых и карбонатных отложениях)	
Апокатагенез	AK <sub>1</sub>	T	Аргиллиты	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> > 1M	
	AK <sub>2</sub> AK <sub>3</sub>	П			
	AK <sub>4</sub>	A			
Метагенез			Сланцы		

взвесей ряда рек Азербайджана показали, что переносимые ими даже на сравнительно небольшое расстояние частицы палыгорскита характеризуются значительно меньшей длиной, чем в дренируемых реками отложениях. В свою очередь, в связи с общим слабым развитием процессов выветривания в аридных поясах, расчлененность рельефа не оказывает такого влияния на характер сносимых с суши продуктов, как в областях гумидного климата.

В условиях нивального климата, в частности в ряде высокогорных районов, перемещение обломочного материала производится движущимися ледниками, которые на равнинах формируют моренные образования, камы и озы. В горных областях они разгружаются в зоне таяния снегового покрова. Особенностью переносимого ледниками материала является слабое химическое изменение разрушаемых пород, в связи с чем среди продуктов переноса преобладает грубый материал, содержащий первичные слюды, хлорит и полевые шпаты. Дальнейший размыв и перенос указанного материала осуществляется горными реками, а затем, как правило, крупными равнинными реками. В северном (Гренландия) и южном (Антарктида) полярных поясах сползающие в океан льды образуют айсберги, которые могут транспортировать вмержший в их дно обломочный материал вплоть до наиболее низких широт их распространения. Однако среди продуктов ледниковой эрозии в основном преобладает грубый терригенный материал, а глинистая взвесь образуется в сравнительно малом количестве.

минералов					Гидротермальный
Трансформационный		Аутигенный			
Первично аллотигенных разностей	Первично аутигенных разностей	Из наддонной воды	В глинистых отложениях	В песчано-алевритовых отложениях и трещинах карбонатных пород	
Гидрослюда 1M	Бертьерин A+B Mg-Fe- и Fe-Mg-хлорит Удлиненно-пластинчатая гидрослюда 1M Диккит 2M <sub>1</sub>				Пирофиллит 2M <sub>1</sub> , 1TC Ректорит Тосудит Донбассит Судоит
Серицит 2M <sub>1</sub> >> 1M Fe-Mg-хлорит Пирофиллит 2M <sub>1</sub> +1TC Тальк					

Существенную роль как в северном, так и в южном аридных климатических поясах играет также поступление обломочного, в основном песчаного материала путем ветровой эрозии из пустынных и полупустынных областей суши. При этом на западных окраинах материков благодаря пассатным ветрам, дующим в северном полушарии на северо-запад, а в южном — на юго-запад, происходит осаждение сносимого с суши эолового материала преимущественно в области шельфа. В отличие от этого, с запада на восток этот материал переносится струйными течениями, существующими на больших высотах (на границе тропосферы). Следует заметить, что рассматриваемый материал, попадая в воздушное пространство над зонами гумидного климата, довольно быстро вымывается из атмосферы дождевыми потоками. Однако в пределах аридных поясов эоловый материал может неоднократно огибать земной шар. Этот материал представляет собой, как правило, тонкие остроугольные осколки зерен кварца и полевых шпатов, а также частицы слюды и других минералов, благодаря чему они способны долгое время находиться в воздушной среде. Необходимо подчеркнуть, что перенос глинистых минералов эоловым путем оказывает наименьшее воздействие на изменение их структурных и кристаллохимических особенностей. В частности, ветровой перенос обломочного материала способствует сохранению даже слоисто-цепочечных минералов и накоплению их в ряде случаев в виде аллотигенной примеси.

### 3. ПЕРЕНОС ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

#### Шельф

На пассивных окраинах континентов, отличающихся широким шельфом и обширной прибрежной равниной, как, например, на атлантической окраине США, крупные реки относительно редки. В этих условиях с суши выносятся тонкозернистый преимущественно глинистый материал, который поступает в океан вместе с тальми водами в составе твердого стока мелких рек и ручьев, а также в виде золотой взвеси. В условиях низменного побережья (рис. 55), затопляемого на больших пространствах во время приливов, лишь часть глинистой взвеси осаждается на соляных маршах (затопляемых приливами низинах, покрытых травянистой, либо мангровой растительностью). Значительное количество глинистого материала подхватывается отливными течениями и выносятся за пределы приливо-отливных равнин на открытый шельф, где указанный материал, испытывая неоднократное осаждение и взмучивание, последовательно все более удаляется от берега.

Шельф представляет собой зону активных гидродинамических процессов, где господствуют различные волны (штормовые и внутренние), а также океанская зыбь. Волновая активность имеет

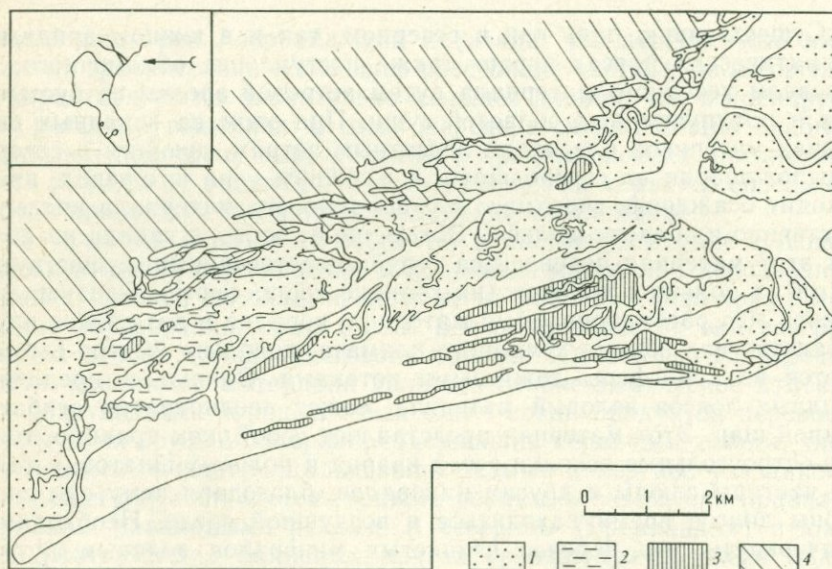


Рис. 55. Приливо-отливная равнина, отгороженная баром (0-в Кьява), на атлантическом побережье США:

1 — соляные марши; 2 — приливо-отливные площади, не покрытые растительностью; 3 — валы; 4 — прибрежные равнины

особенно большое значение в умеренных широтах, где в отдельные сезоны штормы следуют один за другим. Частое воздействие крупных волн на поверхностный слой осадков в прибрежной части шельфа и на срединной шельфовой равнине препятствует осаждению здесь глинистых частиц. Более того, эродирующее действие волн нередко приводит к вымыванию глинистого материала из древних отложений, если они обнажаются на дне.

В субтропическом и экваториальном климатических поясах, где волновая активность значительно снижается, а количество глинистого материала, поступающего с суши, весьма велико, возможно промежуточное осаждение глинистых частиц даже в прибрежной части шельфа. Однако возникающие время от времени ураганы приводят к взмучиванию значительных масс глинистого ила, поэтому сносимый с суши материал выносится во внешнюю его часть, а нередко и за его пределы.

Внешняя часть шельфа характеризуется глубинами от 100 до 180—200 м. Штормовые валы и океанская зыбь уже не способны активно воздействовать здесь на осадок. Однако к этой зоне на подводных окраинах материков обычно приурочены океанские течения, захватывающие значительную толщу воды. Они подхватывают глинистые частицы, перемещая их не только вкрест простирания шельфа, но, главным образом, вдоль него. В результате этого, подавляющая масса взвешенного в воде материала в конечном итоге достигает континентального склона или его подножья. Отсюда следует, что значительные участки шельфа остаются областью довольно вялой седиментации, не благоприятной для аккумуляции существенного количества глинистого материала. Поэтому так называемая иловая линия — граница распространения мелкозернистых, в том числе и глинистых осадков — проходит очень часто у перегиба шельфа к континентальному склону.

Несколько иные условия поступления материала на участки подводных окраин имеют место там, где расположены дельты крупных, и особенно крупнейших рек. Они выносят в океан настолько большое количество обломочного материала, что океанские волны не в состоянии его переработать. К тому же в дельтах происходит быстрое смешение пресных речных и соленых морских вод. Это приводит к уменьшению поверхностного заряда глинистых частиц и, соответственно, толщины собственного им двойного электрического слоя, в результате чего начинается их коагуляция (флокуляция). Крупные агрегаты глинистых минералов быстрее оседают на дно и труднее подвергаются перемыву. Реки вместе с минеральными продуктами выносят значительное количество растворенных солей, органического вещества и остатков наземной флоры. Это способствует развитию морского фито- и зоопланктона.

Следует иметь в виду, что часть речного стока не сразу смешивается с морской водой, а в виде отдельных мощных и устойчивых потоков длительно перемещается в толще океанских вод. Эти потоки отличающиеся по плотности и солености от окружаю-

щих вод, а также по количеству содержащейся в них взвеси, называются нефелоидными и прослеживаются от участков впадения рек на значительные расстояния. Постепенно смешиваясь с окружающей морской водой и теряя свою индивидуальность, такие струи постепенно рассеиваются. Однако, содержащаяся в них глинистая взвесь проникает на значительное расстояние в пределы подводной окраины континента. Здесь она подхватывается вдольбереговыми течениями, которые способны перемещать ее на очень большие расстояния, например из одного климатического пояса в другой.

Как правило, в авандельтах крупных рек выделяется несколько нефелоидных горизонтов, наиболее мощный из которых — придонный. Они прослеживаются на разные расстояния от места их зарождения через шельф, где, чаще всего, отклоняются сильными океанскими течениями и постепенно сливаются с ними. По этим каналам в океан проникает весьма существенное количество глинистой взвеси.

Океанские течения, в сферу действия которых вовлекаются глинистые частицы над внешней частью шельфа и континентальным склоном, способны переносить их на весьма значительные расстояния. Так, монтмориллонит, выносимый р. Миссисипи в Мексиканский залив, подхватывается Гольфстримом, который, обогнув полуостров Флорида, разносит его вдоль атлантического побережья США и далее по акватории центральных районов Северной Атлантики. Соответственно глинистая взвесь, поступающая из Гималаев в составе твердого стока р. Инд в северо-восточную часть Аравийского моря, выносится течениями далеко на юг, вплоть до мыса Коморин (на южной оконечности Индостанского субконтинента).

Отсюда следует, что глинистые частицы под влиянием приливно-отливных течений, штормовых волн и зыби, а затем океанских течений выносятся за пределы шельфа в глубоководные части континентальных окраин (склон и подножье).

Выпаив на дно в пределах континентального склона, значительная часть глинистого материала оказывается под действием новых, весьма важных геологических факторов, главным из которых становится гравитационный.

### **Материковый склон и его подножье**

В перемещении глинистого материала значительную роль играют далеко не все типы гравитационных потоков. К числу наиболее важных можно отнести потоки обломков или пастообразные потоки.

В особый класс выделяются турбулентные мутьевые потоки, отличающиеся достаточно высокой плотностью, хотя и уступающие в этом отношении пастообразным потокам. Эти гравитационные течения играют весьма важную роль в переносе глинистого

материала на большие расстояния, от нескольких сот и до нескольких тысяч километров (Бенгальский и Индский конусы).

Мутьевые турбидитные потоки представляют собой подводные лавины,двигающиеся поперек континентального склона с большой скоростью. Они переносят значительную массу материала, в том числе и глинистого, который первоначально отлагается на бровке шельфа и в бортовых частях подводных каньонов. Нередко мутьевые потоки зарождаются вслед за образованием мощного оползня, но, чаще всего, являются следствием землетрясений.

Оползни и многие виды гравитационных потоков возникают в пределах верхней, более крутой части континентального склона, который длительное время может представлять, преимущественно, область эрозии (подводной). Сползающий со склона обломочный материал перемещается гравитационными потоками к нижней его части и подножью.

Наиболее ярким свидетельством подводной денудации склона служат ложбины и каньоны, которыми изобилуют многие участки континентальных окраин. При этом каньоны являются специфическими путепроводами для осадочного материала. По ним устремляются вниз не только мутьевые течения, но и низкоплотностные суспензионные потоки, к которым чаще всего относятся описанные выше нефелоидные слои или струи, несущие повышенную концентрацию глинистой взвеси. Наибольшую активность они имеют в периоды высокого уровня стояния океана. С эпохами понижения уровня океана связана высокая активность мутьевых и пастообразных потоков вещества, в виде которых происходит переотложение ранее накопившихся гемипелагических осадков. Хотя по каньонам проходят различные гравитационные потоки, основное значение имеют мутьевые турбидитные течения. Глинистые частицы, перемещаемые этими течениями со склона, в дальнейшем нередко подхватываются струями придонных океанских течений, получивших название контурных, так как они следуют вдоль контуров континентов на больших глубинах, устремляясь от полюсов к экватору. Медленные, но устойчивые во времени придонные течения перемещают к экватору материал, накопившийся первоначально на склонах и подножии континентальных окраин, расположенных в высоких широтах.

### Абиссальные котловины

В центральные районы океана поступает лишь крайне незначительная часть глинистой взвеси, выносимой реками с континентов.

Основная масса глинистых частиц, достигающих абиссальных районов океана, сносится с суши пассатами в виде тончайшей золотой взвеси. В океане они поглощаются планктоном и в форме крупных агрегатов частиц (пеллет) осаждаются на дно. В формировании минеральных ассоциаций осадков абиссальных котловин большую роль играет также переносимый воздушными

массами вулканогенный материал. В процессе осаждения на океанское дно этот материал начинает трансформироваться в основном в минералы разбухающего типа.

Распространение глинистых частиц за пределами материкового склона и подножия происходит также под действием мощных поверхностных течений. Определенную роль в переносе глинистой взвеси в центральные районы Мирового океана играют, кроме того, экваториальные течения и противотечения, пересекающие океан в широтном направлении.

В полярных широтах перенос глинистого материала осуществляется льдами и айсбергами. В этом случае по расстоянию, на которое они способны перемещаться, может быть оценена площадь накопления глинистых минералов, мобилизованных в высоких широтах на суше. Следует отметить, что перенос обломочного материала льдами и айсбергами особенно важное значение имел в эпохи глобальных оледенений, когда границы распространения айсбергов перемещались далеко на юг.

Все это показывает, что в различных климатических поясах перенос глинистого материала в абиссальные котловины характеризуется специфическими особенностями. В высоких широтах он осуществляется путем ледового разноса, в умеренных и экваториальных широтах — в результате распространения нефелоидных потоков взвеси поверхностными океанскими течениями, а в поясах аридного климата — с помощью ветровой эрозии.

#### 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ ПЕРЕНОСА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

При переносе аллотигенного глинистого материала наряду с общим повышением его дисперсности, в зависимости от пресноводной или морской среды, происходит также либо вынос части структурных (Mg, Fe, Al, Cr, Li) и межслоевых катионов (Ca, Mg, H, Na, K, Al, Fe<sup>3+</sup>, NH<sub>4</sub>), либо сорбция некоторых катионов из водной среды. В катионном составе пресных вод преобладает в основном Ca, которым последовательно обогащаются переносимые ими глинистые минералы. В общем виде к катионному обмену относятся следующие три группы реакций.

В первую группу могут быть объединены изоморфные замещения катионов в октаэдрических сетках структуры слоистых силикатов, определяющие возникновение либо отрицательного (в структурах диоктаэдрического типа), либо положительного (в структурах триоктаэдрического типа) заряда.

Вторая группа включает замещения Si на Al в тетраэдрических сетках, которые вносят наибольший вклад в общую величину отрицательного заряда силикатных слоев.

На стадии переноса аллотигенного материала в пресной воде эти замещения протекают при низких значениях *P*, *T* и pH среды, что благоприятствует обогащению октаэдрических позиций структуры глинистых минералов трехвалентными катионами (главным

образом, за счет выноса из указанных позиций Mg и окисления  $Fe^{2+}$  с выносом избытка  $Fe^{3+}$ ), а также уменьшению содержания Al в тетраэдрических позициях.

Третья группа реакций связана с обменом катионов на поверхности силикатных слоев. Среди реакций этой группы принципиально различное значение имеют катионные замещения на поверхности, в том числе на боковых гранях кристаллов (в местах оборванных межатомных связей) и в межслоевых промежутках. Поэтому такие замещения относятся обычно к катионному обмену соответственно первого и второго типа. Наиболее важная роль в формировании свойств глинистых минералов принадлежит последнему типу. Катионный обмен первого типа контролирует лишь процесс агрегации — дезагрегации глинистых минералов.

По степени активности наиболее важные обменные катионы могут быть расположены в следующий ряд:  $Li < Na < K < Mg < Ca < H$ . Это показывает, что наиболее распространенными и устойчивыми на континенте являются разновидности глинистых минералов, обогащенные Ca и H в обменном комплексе.

В отличие от деградационных процессов, свойственных переносу глинистых минералов в пресных водах, в осолоненных озерах и, самое главное, в различных частях морей и океанов начинается в основном сорбция как структурных, так и обменных катионов, причем для последних характерны как I, так и II типы реакций.

Расстояние от источника сноса и длительность переноса аллотигенного материала обуславливают общую степень изменения продуктов, поступающих в конечные водоемы стока. Необходимо подчеркнуть, что особенности химического изменения различных типов глинистых минералов на стадии мотогенеза существенно зависят от их первичной природы.

Так, изменение глинистых минералов, возникших в верхних горизонтах кор выветривания гумидных поясов, ограничивается либо только катионным обменом первого типа, как, например, у двухэтажных минералов (каолинит), либо совокупностью обоих типов обменных реакций, особенно второго типа, что в последнем случае в наибольшей степени отражается на свойствах минералов трехэтажного типа (гидрослюда, Al- и  $Fe^{3+}$ -Al разновидности монтмориллонита). В связи с тем что указанные минералы относятся к собственно диоктаэдрическим разновидностям, общий масштаб их химического изменения слабо зависит от дальности переноса. Однако в процессе переноса глинистые минералы обогащаются преимущественно Ca, который способствует агрегированию взвесей. В свою очередь, повышенная скорость транспортировки аллотигенного материала обуславливает снижение уровня коагуляции частиц, что является необходимым условием как их последующего осаждения, так и уменьшения способности переноса образовавшихся агрегатов на большое расстояние.

В отличие от этого, продукты неполного выветривания исходных пород в поясах гумидного умеренного или семиаридного климата, независимо от географических особенностей территории, ис-

пытаются в целом более интенсивные химические изменения под действием рассматриваемых факторов. При этом, если увеличение длительности переноса способствует более полному разложению триоктаэдрических и диоктаэдризации ди-триоктаэдрических минералов, то повышение скорости несколько ограничивает масштабы этого процесса.

В целом увеличение дальности переноса глинистых минералов при прочих равных условиях определяет повышение их дисперсности, а повышение скорости — перемещение на значительное расстояние все более крупных частиц и агрегатов указанных минералов.

---

## V. НАКОПЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

---

### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В континентальных условиях осадконакопление происходит в основном либо в субаэральных, либо в субаквальных условиях. В зависимости от физико-географических условий региона накопление обломочного материала характеризуется специфическими особенностями. Вследствие весьма большого количества факторов, определяющих особенности этих процессов, анализ условий осадконакопления представляет важнейшую задачу, так как, начиная с этой стадии, в основном прекращается механическое перемещение аллотигенного материала, хотя на дне водоемов наблюдается в ряде случаев дальнейшее переотложение осадка.

Накопление глинистых минералов в субаквальных осадках происходит в основном в крупных бассейнах континентального типа (болотах и озерах). При этом озера могут быть либо пресными, либо осолоненными, т. е. иметь специфическую в каждом случае гидрохимическую характеристику. Это определяет различную направленность катионного обмена между поступающими в них минералами и водной средой, причем масштабы этого взаимодействия непосредственно связаны с интенсивностью химического разложения исходных пород в источниках сноса. Так, при накоплении моно- и, частично, олигомиктовых осадков, т. е. сравнительно инертного типа, изменение глинистых минералов в пресных водоемах имеет ограниченные масштабы, характеризуясь унаследованным от стадий выветривания и переноса характером, а в солеродных — особенностями их химического состава и минерализации. В последнем случае это сопровождается развитием процесса адсорбции ряда структурных катионов с компенсацией ими возникших при переносе дефектов кристаллической решетки глинистых минералов, особенно трех- и четырехэтажного типа. Кроме того, в этом случае происходит кристаллизация отдельных низко-

температурных фаз (оксидов и гидроксидов железа, сульфатов, карбонатов, галоидов, слоисто-цепочечных минералов и т. д.).

Важную роль в процессе накопления глинистых минералов в осадках субаквального типа играют, кроме того, газовый режим водоема и комплекс растительного и животного мира. Продукты размыва, накапливающиеся на путях переноса и в различных по объему замкнутых водоемах континентального типа, могут быть приурочены к осадкам весьма разнообразных генетических типов и фациальных условий образования.

## 2. РОЛЬ КЛИМАТА В ПРОЦЕССЕ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Климат имеет важное значение не только в период мобилизации материала на континенте и в процессе его мотогенеза, но и на стадии седиментации, определяя различные объемы поступающего с суши материала в конечные водоемы стока и интенсивность испарения с их поверхности влаги. Это определяет различный состав и минерализацию водной среды в зонах осадконакопления.

В условиях гумидного климата с континента поступает значительное количество интенсивно химически разложенного аллотигенного и растворенного материала. Однако, водоемы в гумидных климатических поясах характеризуются относительно слабой минерализацией, недостатком катионов, особенно двухвалентных, слабой расчлененностью и отсутствием изоляции отдельных частей водоемов, а также преобладанием в водной среде солей Са над К и, главным образом, над Mg и Na. Вследствие этого, гумидный литогенез связан с накоплением преимущественно наиболее устойчивых в зоне гипергенеза аллотигенных глинистых минералов диоктаэдрического типа.

Семиаридный, и особенно аридный, климат обуславливает весьма резкое уменьшение смыва продуктов выветривания с континента, расчленение и осолонение водоемов при значительном сокращении переносимого в них материала. В результате этого, в условиях аридного литогенеза, наряду с накоплением аллотигенных продуктов, большое значение на стадии седиментогенеза приобретает аутигенное образование глинистых минералов наиболее ранней генерации (обогащенный Fe-монтмориллонит, сепиолит и палыгорскит).

Нивальный климат определяет весьма слабое разложение исходных пород на континенте и перенос в зоны осадконакопления преимущественно продуктов физического разрушения исходных пород в основном песчаной размерности. Указанный климат также не способствует аутигенному образованию глинистых минералов. Поэтому с ледовым литогенезом связано формирование довольно однородных, слабо химически измененных как на континенте, так и при переносе продуктов, например «тиллитоподобных» образований. В частности, изученные нами [32] «тиллиты»

из нижневендских отложений Енисейского кряжа представлены слюдястыми минералами, близкими к серициту, с небольшой, но устойчивой примесью Fe-Mg-хлорита.

Климатические условия влияют также на характер изменения пирокластического материала, поступающего в континентальные водоемы в районах вулканической деятельности.

### 3. ОСАДКИ ПРЕСНЫХ И ОСОЛОНЕННЫХ ВОДОЕМОВ

#### Пресные водоемы

В равнинных областях частицы глинистых минералов перемещаются вначале различными временными, преимущественно сезонными водными потоками. Часть указанного материала отлагается на путях переноса или во внутренних водоемах. Однако основная масса глинистых частиц поступает в реки и выносится ими в виде взвесей в конечные области накопления.

В областях с расчлененным рельефом стекающие с гор водные потоки, как правило, слагают конусы выноса и образующиеся от их слияния шлейфы рыхлых образований, которые относятся к пролювиальным отложениям. Им свойственна плохая отсортированность и слабая окатанность слагающих их частиц обломочных минералов. Они характерны для областей с аридными и семиаридными климатическими условиями и временно действующими водными потоками.

Особенно сильные ливневые дожди и, хотя и реже, бурное таяние снегов в условиях большого наклона тальвега могут обусловить возникновение кратковременных, но мощных грязе-каменных потоков, называемых селями.

Смыв рыхлых продуктов выветривания со склонов дождевыми и тальными водами и перемещение в виде осыпей приводит к накоплению делювиальных отложений. Эти отложения, так же как и пролювиальные осадки, залегают в виде шлейфов, которые выклиниваются вверх по склону. Для делювия характерна параллельная склону слоистость, обусловленная различной интенсивностью потоков в отдельные этапы осадконакопления. Наибольшее развитие делювиальные отложения получают в семиаридной климатической обстановке, наиболее благоприятной для склонового смыва.

Глинистые минералы в этих осадках представлены аллотигенными слабо измененными полидисперсными и часто меняющимися по разрезу ассоциациями. В частности, делювиально-пролювиальные отложения иреляхской свиты ( $T_3-I_{ir}$ ) Западной Якутии, среди которых преобладают песчано-алевритовые отложения, относящиеся к полевошпат-кварцевым и мезомиктовым кварцевым разновидностям кварцевой группы, а также граувакковым аркозам, кварцевым и полевошпат-кварцевым грауваккам, представлены продуктами размыва местных источников (размыв склонов поднятий II и III порядков). Они содержат, по данным Н. Н. Зин-

чука и др. [11], в основном устойчивые в континентальных условиях диоктаэдрические минералы: монтмориллонит, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования, гидрослюда 1M и 2M<sub>1</sub>, каолинит и, иногда, галлуазит. При этом в процессе переотложения осадков наблюдается механическое измельчение минеральных частиц, а также диоктаэдризация реликтовых дитри- и триоктаэдрических минералов. Кроме того, переотложенные продукты, вследствие частичной или полной деструкции гидрослуды 1M и смешанослойных образований, обогащаются более стабильным политипом слюдистых минералов 2M<sub>1</sub>. В связи с этим преобладание гидрослуды 2M<sub>1</sub> в отложениях центральной и северной частей Мало-Ботуобинского района является важнейшим типоморфным признаком переотложенных продуктов выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя.

При переотложении элювиальных продуктов происходит также существенное уменьшение совершенства структуры глинистых минералов. Так, все указанные разновидности переотложенных глинистых минералов, по сравнению с исходными минералами в источниках сноса — корях выветривания (см. рис. 50), испытывают разупорядочение структуры, что четко отражается на увеличении ПШПВ дифрактограмм (рис. 56). При этом в целом относительно высокая степень совершенства ассоциирующего с гидрослудой 2M<sub>1</sub> каолинита также указывает на поступление его из коры выветривания на терригенно-карбонатных породах. В отличие от этого, присутствие в отложениях иреляхской свиты южной части Мало-Ботуобинского района менее совершенного каолинита вместе с галлуазитом следует рассматривать как типоморфный признак продуктов размыва элювия на туфогенных образованиях, особенно верхних его горизонтов, где указанные алюмосиликаты начинают переходить в гиббсит. В процессе размыва и переноса элювиальных продуктов отмечается значительное увеличение количества частиц смешанослойной фазы с различным соотношением в ее структуре неразбухающих и разбухающих пакетов. Хотя разбухающие минералы присутствуют в промежуточных горизонтах почти всех развитых в Якутии кор выветривания, однако в наибольшем количестве они свойственны элювию на долеритах. Поэтому широкое развитие этих минералов в иреляхских отложениях южной части Мало-Ботуобинского района, а также в укугутской свите (I<sub>1</sub>uk), плинсбахском (I<sub>1</sub>p) и тоарском (I<sub>1</sub>t) ярусах можно считать дополнительным типоморфным признаком переотложения продуктов выветривания пород трапповой формации.

Материал, скатывающийся под действием временных водных потоков с повышенных участков размываемой территории, в дальнейшем либо перекрывается новыми порциями обломочного материала (захороняется) и остается на месте, либо вновь подвергается размыву. При этом обломочный материал транспортируется за пределы областей размыва, вплоть до конечных областей накопления. Следует, однако, иметь в виду, что определенная часть обломочного материала не достигает конечных областей на-

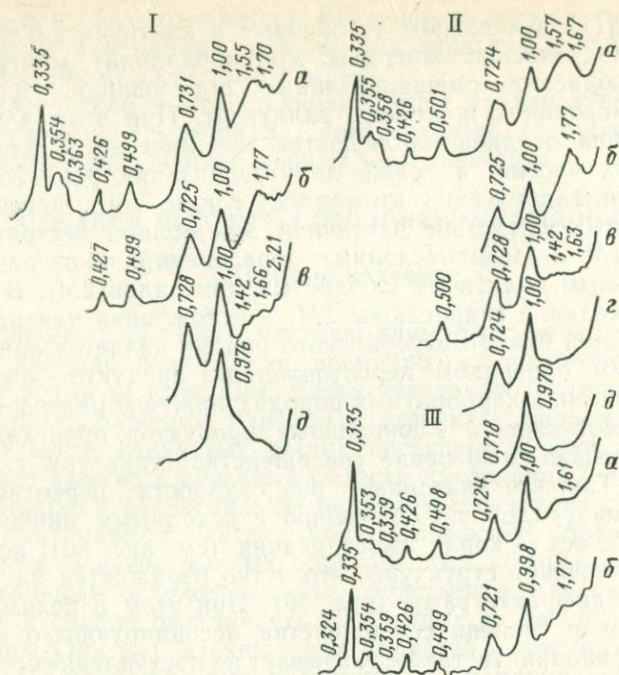


Рис. 56. Дифрактограммы отложений иреляхской свиты Мало-Ботубинского района: I и II — глина алевритистая, III — алеврит глинистый. а—в — см. усл. обозначения на рис. 50, г — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl, д — прокаленный в течение 2 ч при 550 °C

копления и переотлагается на путях переноса в составе аллювиальных осадков. Особенностью отложений этого типа является возможность их неоднократного вовлечения в размыв и переотложение при сезонном изменении гидрологического режима постоянно действующих водных артерий. Поэтому указанные отложения отличаются, как правило, более высокой дисперсностью и однородностью гранулярного состава.

Аллювиальные отложения, в зависимости от особенностей накопления, подразделяются на осадки горных и равнинных рек. Аллювий горных рек складывается, как правило, грубообломочным материалом полимиктового состава с весьма непостоянным соотношением отдельных компонентов, слабой сортировкой и отсутствием четкой слоистости. Аллювиальные отложения равнинных рек характеризуются более однородным минеральным составом, высокой степенью отсортированности обломочного материала, характерной косой слоистостью и частым выклиниванием отдельных серий. В составе отложений указанного типа выделяются русловые, пойменные и старичные фации. Русловые осадки характеризуются относительной выдержанностью, так как, несмотря на сезонные колебания в интенсивности поступления обломочного ма-

териала, накопление его продолжается непрерывно. Пойменные отложения связаны с разливами (главным образом, сезонными) рек, а старичные — с меандрированием русел и накоплением осадков в пределах прежних отмерших участков речного ложа. Генетические различия указанных типов аллювиальных отложений определяют особенности накапливающихся в них глинистых минералов.

На континентальных блоках в пределах северной гумидной зоны конечными областями накопления часто являются болотно-озерные водоемы. Как показал в 1979 г. Л. Е. Штеренберг, в современных осадках их содержится в основном гидрослюда с примесью монтмориллонит-гидрослюдистых и монтмориллонит-вермикулитовых смешанослойных образований, хлорита и каолинита.

Характерной чертой накопления осадков в континентальных условиях, в частности в пределах речной сети, аллювиальных равнин и болотно-озерных водоемов, является четко выраженная дифференциация глинистых частиц по размеру, хотя большое значение для скорости выпадения их из суспензированного состояния имеют свойства поверхности минералов. Эти свойства определяют устойчивость или относительную скорость, с которой происходит образование агрегатов различных разновидностей глинистых минералов [45], обуславливающих возможность их осаждения после достижения размера, при котором сила тяжести агрегатов будет превышать движущую силу их перемещения в потоке. Соединение отдельных частиц может обуславливаться в этом случае перепадом скоростей в потоке и дополнительным захватом мелких частиц падающими на дно агрегатами. В связи с этим каолинит, имеющий наиболее крупные размеры кристаллов и характеризующийся наименьшей устойчивостью к образованию агрегатов, накапливается в основном в русловых, а гидрослюда и монтмориллонит — в пойменных осадках. Такой характер механической дифференциации обусловлен, как показали данные метода реплик и растровой микроскопии [11, 32], различными формами и размерами микроблоков этих минералов.

Это, наряду с различием в поверхностных свойствах минералов, определяет более высокую устойчивость слюдястых минералов к осаждению, по сравнению с каолинитом, и накопление их в относительно спокойных условиях. Соответственно по мере повышения степени дегградации слюд и увеличения их дисперсности, сближающей такие минералы в некотором отношении с собственно монтмориллонитом, седиментация их происходит в результате образования свойственных последнему микроагрегатов, которые способны к осаждению в более гидродинамически активной среде.

Одновременно с механическим разрушением и дифференциацией при переносе в речной воде, в процессе накопления глинистых минералов в пресных водоемах происходит специфическое измельчение их частиц, связанное с особенностями среды. Так, каолинит, согласно экспериментальным работам, проведенным в 1957 г. А. Оберлин и К. Чубарем, в пресной воде обладает склон-

ностью к расслаиванию вдоль плоскости (001), и его частицы характеризуются относительно крупными размерами в плоскости  $ab$ , но небольшой толщиной по оси  $c$ .

Все это показывает, что наряду с преобладающим накоплением в пресных водоемах аллотигенных глинистых минералов в ряде случаев наблюдается также аутигенное их образование. Так, по данным Л. Е. Штеренберга, в отбеленных песчано-алевритовых отложениях верхних частей торфяников (болот) наблюдается возникновение каолинита, а в темно-зеленых осадках ряда озер (в восстановительной обстановке) — обогащенных железом вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований, которые в красноватых разностях илов (в окислительной обстановке) ассоциируют с  $Al-Fe^{3+}$ -монтмориллонитом.

### Осолоненные водоемы

Осолоненные континентальные водоемы расположены в поясах аридного климата. Среди них встречаются как крупные — постоянно существующие водоемы, так и мелкие периодически пересыхающие озера — плайя. Терригенный материал поступает в них в небольшом количестве либо с помощью ветра, либо временных потоков, активность которых приурочена к периодам паводков. В остальное время водоемы характеризуются эвапоритовым режимом, с которым связана в основном садка различных солей. Этот процесс сопровождается также образованием глинистых минералов наиболее ранней генерации, к которым принадлежат, прежде всего, сепиолит и палыгорскит.

Слоисто-цепочечные силикаты возникают как непосредственно в наддонной воде (сепиолит, палыгорскит) водоема, так и в поровом пространстве слабопроницаемых глинисто-алевритовых осадков (преимущественно палыгорскит), где в условиях низкой подвижности вод происходит разложение терригенного материала и кристаллизация различных эвапоритовых минералов: доломита, гипса, сепиолита, палыгорскита и др.

Пересыхающие водоемы рассматриваемого типа развиты в ряде районов пустыни Калахари (Южная Африка). В поровом пространстве развитых в этом регионе плейстоценовых осадков, по данным К. Каутца и Х. Порада, в значительном количестве содержится сепиолит. В понижениях, к которым приурочены эти водоемы, большую часть года вода отсутствует, поэтому сепиолит формируется в них не на поверхности осадка, а на глубине около 2 м, т. е. ниже уровня грунтовых вод.

На плато в Техасе и Нью-Мехико (Северная Америка) близкие процессы минералообразования также происходят в пересыхающих озерах в периферийных частях которых формируются карбонатно-глинисто-гипсоносные отложения. В некоторых озерах, например в плайя Маунд, как показали в 1968 г. Е. Перри и Х. Рибс, накапливаются осадки, содержащие сепиолит и палыгорскит. Эти минералы характерны как для плейстоценовых, так и

современных озерных осадков, где они нередко слагают мономинеральные пласты глин. Сепиолит обычно ассоциирует с доломитом, тогда как палыгорскит встречается чаще всего с кальцитом. Как показали исследования, проведенные в 1972 г. С. Маклинном с соавторами, сепиолит приурочен к тонкопелитовым озерным осадкам, а палыгорскит — обычно к их крупнопелитовым разностям. В осадках последнего типа присутствует, кроме того, значительная примесь гидрослюд.

Наряду со слоисто-цепочечными минералами в осадках некоторых типов осолоненных озер присутствуют также слоистые силикаты. Так, в озерных осадках позднеэоценово-среднеолигоценового возраста Марокко и Франции, Н. Трот установил специфический парагенез глинистых минералов, накопление которых, по видимому, предшествовало садке типичных минералов эвапоритового генезиса. Помимо сепиолита и палыгорскита, в этих осадках присутствуют различные разновидности монтмориллонита: алюминиево-железистая, алюминиево-магнезиальная, а также сапонит и стивенсит. Вверх по разрезу указанных осадков наблюдается постепенный переход от алюминиево-железистых минералов ко все более магнезиальным разновидностям их. По данным химического анализа, содержанию  $Al_2O_3$ , достигающее наибольших значений (от 17 до 21 %) в алюминиево-железистой и алюминиево-магнезиальной разновидностях монтмориллонита, снижается до 8 % в палыгорските и до 1 % в сепиолите и сапоните. Соответственно в этом же ряду возрастает содержание  $MgO$ : от 2—4 % в алюминиево-железистых и алюминиево-магнезиальных монтмориллонитах до 10 % в палыгорските и 20—29 % в стивенсите и сепиолите.

В осадках щелочных озер современных рифтовых зон, как, например, в озерах Альберт и Маниара Восточно-Африканского рифта, глинистые минералы представлены ассоциацией монтмориллонита с гидрослюдой и каолинитом. В отличие от осолоненных водоемов аридных зон, в водах рифтовых озер наблюдается весьма высокое содержание  $K$  и  $Na$ , что благоприятствует быстрой, по сравнению с отложениями пресных водоемов, трансформации в осадках разбухающих минералов в гидрослюду. С глубиной в толще осадков наблюдается переход монтмориллонита в монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, а на глубине 6,6 м преобладающим минералом становится гидрослюда. В тех интервалах разреза, где доминирует гидрослюда, отмечается также присутствие анальцима, кристаллы которого концентрируются в алевритовых разностях осадков. В более верхних горизонтах анальцим исчезает, однако в них появляются другие цеолиты, содержащие в структуре  $K$  и  $Na$ . Отсюда следует, что диагенетическая аградация монтмориллонита протекает с поглощением  $K$ , который высвобождается в процессе преобразования в анальцим  $K$ - $Na$ -цеолитов. В свою очередь, формирование последних связано с периодами аридизации климата, когда уровень

воды в озерах резко понижается, а концентрация Na и K в воде значительно увеличивается.

В свою очередь, по данным Ива Тарди, исследовавшего остаточные водоемы в бассейне озера Чад, испарение воды после прекращения сезона дождей приводит к образованию в них железисто-алюминиевой разновидности монтмориллонита — бейделлита. Кроме того, в соляных ямах, встречающихся в междюнных понижениях, процесс испарения воды сопровождается садкой троны и гейлюсита, вместе с которыми отмечается присутствие сапонита. В одном из содовых озер Южной Калифорнии в осадках встречен также гекторит.

В бишофитовых породах кунгурского яруса нижней перми Приволжской моноклинали Т. Н. Соколова и В. А. Дриц в 1985 г. идентифицировали группу разбухающих (смешанослойных) минералов, состоящих из бруситоподобных слоев, между которыми без определенной периодичности располагаются анионные группы  $(\text{CO}_3)^{2-}$  и  $(\text{SO}_4)^{2-}$ .

#### 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ НАКОПЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В отличие от стадии мотогенеза, когда наряду с выносом катионов происходит механическое измельчение частиц, в пресных водоемах изменение глинистых минералов обусловлено главным образом дальнейшим увеличением количества дефектов в их структуре. Интенсивность происходящих при этом процессов зависит от гидродинамического режима водных масс, глубины водоема, а также от скорости осадконакопления.

Необходимо, однако, учитывать что эти водоемы имеют, как правило, весьма ограниченные размеры и в них впадают сравнительно небольшие водные артерии, поэтому роль гидродинамического фактора при накоплении осадков в этих водоемах ограничена. В то же время, в связи с весьма низкой минерализацией пресных вод, коагуляционные процессы в них протекают с малой скоростью благодаря силам отталкивания однотипно заряженных двойных электрических слоев на поверхности глинистых частиц, которые значительно превосходят атомные силы ван-дер-ваальсовского притяжения. Поэтому в гидродинамически спокойной среде устойчивость глинистых минералов связана с существованием определенного барьера энергии отталкивания, препятствующего столкновению частиц и их коагуляции. В этом случае медленно развивающийся процесс образования агрегатов глинистых минералов и осаждение их обуславливаются в основном гравитационным (для частиц  $>1$  мкм) и броуновским (для частиц  $<1$  мкм) движением частиц. С учетом различия средней дисперсности частиц глинистых минералов и относительной степени устойчивости минералов к агрегатообразованию, при отсутствии постоянных или временных течений в периферических частях пресных водоемов несколько далее зоны взмучивания осадка (раз-

рушения волн) отлагается каолинит, а в центральных частях бассейна — монтмориллонит и гидрослюда. Однако следует иметь в виду, что в пресной воде процессы коагуляции протекают слабо, поэтому осаждение глинистых минералов часто обусловлено не столько способностью образовывать агрегаты, сколько их механической дифференциацией по размеру. Четкой границы между указанными выше зонами не наблюдается, так как пределы дисперсности отдельных глинистых минералов перекрывают друг друга. В свою очередь, наличие постоянных и временных течений обуславливает направленный разнос поступающего в бассейн материала, что способствует пестроте накапливающихся лито-фациальных типов осадков. Поэтому выявление зон направленного разноса терригенного материала, в частности подводных дельтовых участков крупных палеорек, имеет очень важное значение, так как с указанными зонами могут быть связаны весьма перспективные коллекторы нефти и газа [16].

Материал, накапливающийся в мелководных бассейнах, за счет неоднократного взмучивания, перебива и переотложения выше так называемого «плотика» подвергается дополнительному механическому измельчению, способствующему усилению степени разупорядочения структуры глинистых минералов.

В процессе переноса и накопления глинистых минералов происходят определенные изменения в структуре первичных глинистых минералов. Так, каолинит, генетически связанный с корами выветривания, где он характеризуется, как правило, триклинной сингонией и высокой степенью упорядоченности, начиная со стадии переноса в речной воде и вплоть до накопления в пресных водоемах претерпевает разупорядочение структуры за счет смещения отдельных слоев не только вдоль оси  $b$ , но и  $a$ . В связи с этим переотложенные каолиниты характеризуются моноклинной элементарной ячейкой при сохранении общей триклинной симметрии кристаллической структуры минерала. В частности, совершенство кристаллической решетки каолинита прямо пропорционально расстоянию его транспортировки от источника сноса до области накопления. Изменения в структуре каолинита выражаются в нарушении упорядоченности в наложении слоев в структуре минерала, что сопровождается исчезновением на их дифракционной картине рефлексов типа  $hkl$ . В свою очередь, проведенное нами [11] исследование каолинитов из коры выветривания на породах нижнего ордовика в пределах Мало-Ботубинского района и переотложенных на различное расстояние продуктов выветривания, показало, что наиболее высокой «кристаллическостью» обладают элювиальные каолиниты, а наименьшей — разности, испытавшие длительный перенос. При этом каолинит, переотложенный на небольшое расстояние из верхних горизонтов профиля выветривания терригенно-карбонатных пород, в которых он благодаря развитию по диоктаэдрическим слоистым силикатам, включая слюды, характеризуется наибольшим совершенством структуры, претерпевает значительно меньшее разупорядочение последней.

Галлуазит как в процессе переноса, так и накопления в пресной воде испытывает изменения, характер которых близок к рассмотренному выше. Однако весьма ограниченное распространение галлуазита в современных осадках и слабо измененных осадочных породах дает основание полагать, что этот минерал менее устойчив, чем каолинит.

Слюдистые минералы диоктаэдрического типа как в областях размыва, так и на путях переноса и накопления в пресных водоемах испытывают унаследованную от процесса выветривания деградацию, заключающуюся в дальнейшем выносе из межслоевых промежутков структуры К и замещении его положения молекулами воды и обменными катионами, в основном Na и Ca. В результате этого, в слюдистых структурах увеличивается количество разбухающих пакетов. Однако особенностью таких структур является длительное сохранение высокого межслоевого заряда, который обуславливает быстрое восстановление первичных свойств этих минералов в среде, богатой К. В дальнейшем, на более глубоких стадиях изменения слюдистых минералов в условиях низких значений pH, может происходить частичный вынос Mg из октаэдрических сеток, а затем Al из тетраэдров структуры, что приводит к уменьшению общего заряда слоев. По нашим наблюдениям [32, 35], аллотигенная — изометричнопластинчатая гидрослюда характеризуется наиболее высокой степенью упорядоченности структуры для разностей, которым свойственны наиболее крупные частицы. Это связано с тем, что последние в наименьшей степени подвергаются механическим и, как следствие этого, химическим изменениям в процессе переотложения.

Вермикулит в процессе переотложения может сохраняться лишь при довольно быстрой денудации пород и при условии переноса продуктов размыва на незначительное расстояние. В процессе переноса вермикулита наблюдается интенсивное расслаивание его частиц вдоль плоскости (001), а также общее их измельчение. Одновременно с этим происходит интенсивный вынос Mg из межслоевых промежутков, а также окисление остатков  $Fe^{2+}$  и вынос избытка  $Fe^{3+}$  из структуры минерала. В результате этого, вермикулит частично переходит в ассоциацию вермикулита и Mg- $Fe^{3+}$ -монтмориллонита, а затем в неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование в коре выветривания основных пород Якутии [11] и в палеогеновых отложениях Челябинской области (рис. 57). Аллотигенный характер минералов в указанных отложениях подчеркивается псевдоизометричным габитусом их частиц (рис. 58).

У бейделлита и собственно монтмориллонита при переносе и накоплении в пресной воде, в связи с характерным для них преобладанием Ca над Na, в случае Ca-разновидности за счет механической дифференциации может лишь несколько изменяться величина емкости обмена. Более значительные изменения происходят при переотложении Na-разновидности монтмориллонита, которая переходит в Ca-разновидность. Для Na-монтмориллонита,

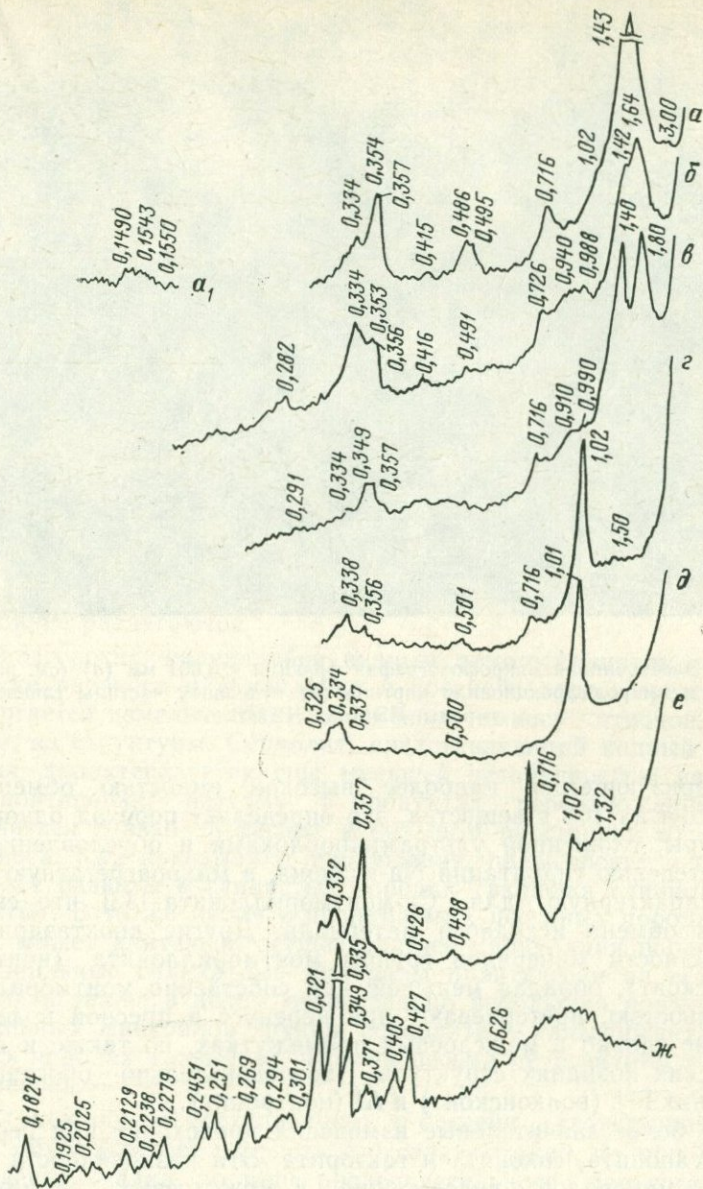


Рис. 57. Дифрактограммы глинистой породы (см. рис. 14, в, г) палеогена (Ильменский заповедник):

а—е — ориентированные препараты; ж — неориентированный; а, а<sub>1</sub> — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; в — насыщенный глицерином; г, д, ж — прокаленный в течение 1,5 ч при температуре (°С): г — 300, д — 550, ж — 1000; е — обработанный в течение 8 ч 10 %-ным раствором теплой HCl

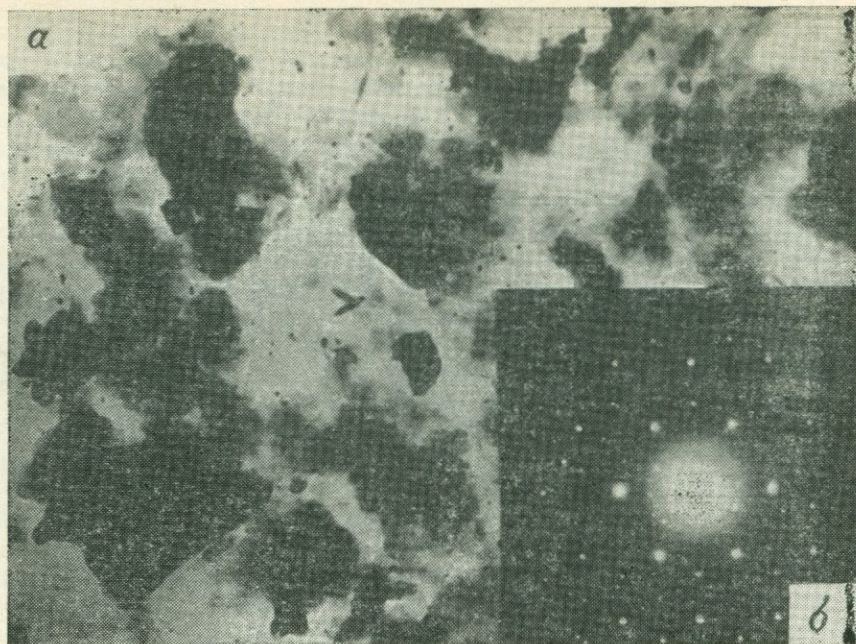


Рис. 58. Электронная микрофотография фракции  $<0,001$  мм (а) (см. рис. 14, в, г и 57) и микродифракционная картина (б) отдельной частицы глинистой породы. ПЭМ, ув. 12 500

характеризующегося наиболее высокой емкостью обмена — до 116 мг/экв на 100 г вещества, это определяет переход однородной структуры, сложенной ультрамикроблоками и обусловленной высокой степенью гидратации Na-катиона, в микроагрегатную структуру, характерную для Са-монтмориллонита [33], что снижает емкость обмена исходного материала. Другие диоктаэдрические разновидности минералов группы монтмориллонита (нонtronит, волконскоит), обладая меньшей, чем собственно монтмориллонит, устойчивостью, претерпевают при переносе в пресной воде изменения не только в межслоевых промежутках, но также и в октаэдрических позициях структуры, последовательно обогащаясь в последних  $F^{3+}$  (волконскоит) и Al (нонtronит).

Еще более значительные изменения происходят при переотложении сапонита, соконита и гекторита. Эти разновидности разбухающих минералов, содержащие в межслоевых промежутках главным образом Mg, встречаются в природе относительно редко. В пресной воде Mg легко выщелачивается, поэтому разбухающие минералы этого типа практически не накапливаются в продуктах переотложения.

Триоктаэдрический хлорит как легко выветривающийся минерал, переотлагается лишь в случае размыва слабо измененных

хлоритовых пород при относительно небольшой длительности переноса продуктов их денудации. Поступление указанного минерала в конечные водоемы осадконакопления может происходить либо при размыве указанных пород в областях с нивальным климатом, либо при быстром перетолжении нижних слабо затронутых, а также практически не затронутых гипергенными процессами горизонтов профиля выветривания основных и ультраосновных пород. Такие условия существуют, например, в горных районах, сложенных метаморфизованными породами, в том числе хлоритовыми сланцами, при накоплении продуктов их размыва в виде пролювиальных осадков. В частности, согласно нашим исследованиям, обогащенные хлоритом продукты широко развиты в отложениях ряда современных долин Центрального Памира. Существенная примесь хлорита, в том числе крупночешуйчатого, который возник по флогопиту, наблюдается также в ареалах размыва продуктов выветривания кимберлитовых тел. Так, в континентальных отложениях ряда районов Западной Якутии в непосредственной близости от жерл кимберлитовых трубок установлены как крупночешуйчатая — магнезиальная, так и тонкодисперсная железисто-магнезиальная разновидности хлорита [11]. Однако в связи с весьма слабой устойчивостью триоктаэдрических структур в зоне гипергенеза эти минералы при переносе на более значительное расстояние разлагаются.

Пальгорскит, являющийся водным алюмосиликатом магния, в процессе переноса и накопления в пресной воде, прежде всего подвергается измельчению и частичному выносу катионов, особенно Mg, из структуры. Сепиолит, представляющий водный силикат магния, характеризуется еще меньшей устойчивостью на стадии транспортировки, поэтому в продуктах перетолжения может встречаться только на весьма небольшом расстоянии от источников сноса. Как показывают наблюдения, пальгорскит и сепиолит наиболее развиты в глинистых породах (включая глинистые алевролиты). В то же время в проницаемых песчаных породах, в которых может длительно осуществляться циркуляция поровых вод, магнезиальные силикатные минералы практически не встречаются. Это, а также в целом относительно небольшая примесь перетолженных минералов группы сепиолита — пальгорскита в осадочных породах указывает, что они весьма неустойчивы в процессе переноса.

Так как объем поступающего в бассейн аллотигенного материала обуславливает скорость его седиментации, то при быстром накоплении осадка, по мере последовательного перекрытия его новыми порциями, он быстро выходит из контакта с бассейновыми водами.

При накоплении осадков в пресных водоемах частицы глинистых минералов располагаются в их массе в основном беспорядочно. При этом степень дезориентировки в них частиц тем больше, чем выше дисперсность минералов с резко выраженной пла-

стинчатой формой микроблоков или индивидуальных частиц (большая часть серпентиновых минералов, гидрослюда, монтмориллонит, хлорит), а также скорость накопления и динамика водных масс. Наиболее распространенной микроструктурой глинистых осадков, содержащих эти минералы, является ячеистая, у которой связь между частицами осуществляется боковыми сколами или базальными гранями и боковыми сколами. Соответственно песчано-алевритовые осадки с содержанием до 20 % глинистого материала характеризуются скелетным строением. В этом случае частицы глинистых минералов обволакивают песчаные и алевритовые зерна и находятся на контакте между ними. В свою очередь, при переносе изометричных или вермикулитоподобных микроблоков каолинита на небольшое расстояние практически полностью исключается ориентировка их, т. е. в этом случае наблюдается сохранение доменной микроструктуры, свойственной минералу в корях выветривания. Лишь при длительном переносе минерала микроблоки каолинита могут расщепляться в пресной воде до достаточно тонких отдельностей и также образовывать при накоплении осадки ячеистого микростроения.

Все это показывает, что в континентальных отложениях, в том числе в крупных пресных водоемах, глинистые минералы подвержены ограниченному изменению. В связи с этим, глинистые минералы в осадках континентального типа четко отражают как характер источников сноса, так и условия их накопления, обусловленные в основном дальностью и скоростью переноса. Отсюда следует, что основным фактором является в этом случае механическая структура глинистых минералов и сопровождающее этот процесс разупорядочение их структуры, а также химическая деградация неустойчивых в пресноводной среде минеральных фаз. При этом в соответствии с закономерностями изменения химического состава магматических пород в процессе выветривания (см. рис. 53) как элювиальные, так и переотложенные в континентальных условиях продукты (бокситы, каолины, гидрослюдистые, монтмориллонитовые глины и т. д.) характеризуются более узким диапазоном различия между собой по химизму (см. рис. 54), чем исходные породы (см. рис. 53).

В отличие от пресных, в осолоненных водоемах преобладает аутигенное образование различных минералов — от магнезиальных силикатов слоисто-цепочечного типа до бруситоподобных фаз. Особенности возникающих в каждом конкретном случае минералов определяются главным образом составом и концентрацией седиментационных вод.

---

## VI. НАКОПЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОСАДКАХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

---

### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Осадконакопление в морях и океанах в отличие от аналогичного процесса в континентальных условиях имеет существенные особенности, зависящие от типа морского бассейна (замкнутые, полузакмнутые и открытые моря, включая опресненные и осолоненные лагуны) и типа побережья (пассивные и активные окраины континентов). На пассивные окраины континентов, к которым приурочены как эпиконтинентальные моря, так и широкий шельф, поступает относительно мелкий, а на активные — более грубый обломочный материал. Важное значение имеет также распределение осадков по гранулометрии в различных частях окраин континентов. Так, наиболее грубый материал концентрируется в пределах пляжа, а также в нижней половине континентального склона. Однако, в целом основная масса поступающего в Мировой океан материала накапливается в шельфовой зоне и у подножия континентального склона (92 %), тогда как на долю абиссальных отложений приходится лишь незначительная их часть (8 %).

Специфическими особенностями характеризуются также зоны дельт и эстуариев, в пределах которых происходит смешение речных и морских вод. В моря и океаны материал поступает как в виде твердого стока, так и в растворенном состоянии. Поэтому в зависимости от способа (путем осаждения механической взвеси из водной и воздушной сред, выпадения из раствора и т. д.) и фациальных условий образования для морей и океанов в значительно более четкой форме, чем для континентальных блоков, характерны следующие генетические типы осадков: терригенный, вулканогенно-осадочный, био-хемогенный, подводно-элювиальный (подводное изменение осадков, близкое к выветриванию пород на континенте, но не идентичное ему) и смешанный. При этом более значительную роль при накоплении морских осадков играет вулканогенный материал. В океанах широко развиты спрединговые процессы, сопровождающиеся подъемом из мантии базальтовых расплавов, которые, застывая на дне, в дальнейшем под действием морской воды претерпевают иные преобразования, чем на континенте. В связи с этим, диапазон различия химического состава между первичными изверженными породами и окружающими их абиссальными осадками меньше, чем между указанными породами и континентальными отложениями. Более важную роль в процессе накопления осадков играют также растительные и животные сообщества.

Учитывая, что в древних толщах морские отложения занимают значительный объем, изучение механизма накопления современных осадков морей и океанов, на основе метода актуализма,

позволяет использовать эти данные при реконструкции условий осадконакопления более ранних эпох.

## 2. ЗОНАЛЬНОСТЬ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Одной из важных особенностей осадконакопления в пределах Мирового океана является наличие как поверхностных (Бразильское, Гольфстрим, Куросиво), так и донных течений. Кроме того, большое значение в океанах имеют участки подъема глубинных вод — апвеллинга (например, у побережья Намибии и северо-западного побережья Южной Америки), что определяет высокую продуктивность в зонах его развития фито- и зоопланктона.

С учетом этих факторов накопление осадков в крупных морских бассейнах, особенно в океанах, характеризуется проявлением различных типов зональности [13, 20], среди которых наиболее важное значение имеют широтная, или климатическая, циркумконтинентальная, вертикальная и тектоническая. Широтная зональность обусловлена выделением на поверхности Земного шара двух ледовых, двух гумидных — умеренных, двух аридных и гумидного — тропического поясов. Циркумконтинентальная зональность связана с преимущественным накоплением осадков на пассивных и активных окраинах континентов. Вертикальная зональность обусловлена накоплением определенного материала на разных глубинах, в том числе  $\text{CaCO}_3$ , который устойчив лишь выше определенного уровня глубин. Тектоническая зональность определяется закономерным изменением фациальных типов осадков при переходе от края континента к осевым зонам срединно-океанических хребтов.

## 3. ОСАДКИ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ И ПАССИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

### Эпиконтинентальные моря

Эпиконтинентальные моря, образующиеся во внутрикратонных областях прогибания, и обширные шельфовые моря, приуроченные к зонам периферийных погружений на границе континент — океан, имеют много общих черт. К ним относятся: широкое распространение низменного побережья, обрамленного обширной прибрежной равниной, слабый наклон дна и в общем медленное накопление осадков, которое определяется небольшим объемом сноса с суши материала. Лишь на участках впадения крупных рек образуются дельтовые комплексы, играющие роль крупных депоцентров терригенного материала. Кроме последних, основными зонами накопления осадков, в том числе глинистых, в пределах эпиконтинентальных морей являются прибрежные приливо-отливные равнины и центральные депрессии эпиконтинентальных морей, а на пассивных окраинах те же приливо-отлив-

ные равнины, область материкового склона и обрамляющего его подножья.

Приливо-отливные равнины — это участки литорали и сублиторали, отделенные от моря протяженными песчаными островами, или береговыми барами (рис. 59). Бары разделены узкими или широкими каналами — приливыми руслами, по которым на расположенную между баром и побережьем равнину движется поток морской воды во время прилива. В отлив эти воды устремляются обратно в море, вынося значительное количество песка и ила. Система ветвящихся и все более сужающихся русел прорезает почти всю равнину, питая обширные пространства, обычно занятые травянистой растительностью (соляные марши). Последние возвышаются над средним уровнем морской воды от 1 (низкие марши) до 2 м (высокие марши). Если дно приливых русел и ограждающих их валов сложено песчаным материалом, то соляные марши являются областью накопления мелких глинистых и алевритовых частиц. Задерживаясь между многочисленными корнями галофитов и образуя в подповерхностном слое агрегаты с полуразложившим органическим веществом отмерших организмов, эти частицы создают довольно мощные однородные пласты алевритистых глин, содержащих прослой торфа. В открытое море выносятся преимущественно крупный кластический материал.

Приливо-отливные равнины протягиваются вдоль побережья Нидерландов в Северном море, формируют побережье в южной и восточной частях Балтики, но особенно велико их значение на некоторых пассивных окраинах континентов, обрамляющих неактивизированные ядра древних кратонов, например атлантические окраины США, Канады, Аргентины, Суринама и некоторых других регионов.

Однако не все континентальные окраины в областях с пассивным тектоническим режимом характеризуются широким шельфом и низменным побережьем. Некоторые из них, например окраины Африки, Индостана, Бразильского выступа и другие, обрамляют районы эпиплатформенного орогенеза на суше. Приливо-отливные равнины не характерны для этих окраин со скалистыми берегами и довольно узким шельфом (от 20 до 85 км). Выносимый с возвышенностей глинистый материал поступает непосредственно на шельф, оседая первоначально в небольших дельтах или эстуариях. В умеренных широтах, где в составе твердого стока мелких рек преобладают песчаные и алевритовые частицы, высокая гидродинамическая активность воды в периоды штормов и крупной океанской зыби приводит к выносу пелитовой взвеси и переотложению ее во внешней части шельфа или в пределах склона. В этом случае основной объем глинистого материала отлагается в пределах континентального склона или в вершинах небольших заливов, куда не доходят штормовые волны. В тропических широтах, где в объеме выносимого реками вещества резко преобладают продукты перемыва почв и кор выветривания, а гидродина-

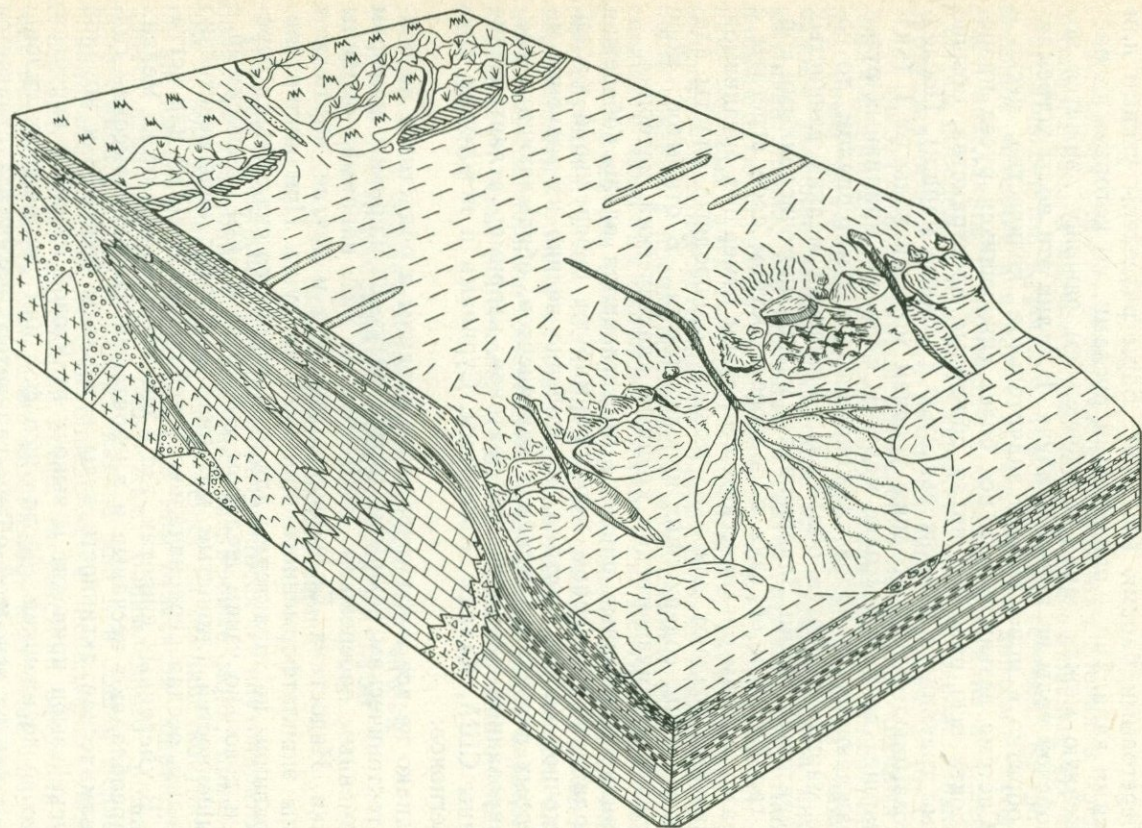


Рис. 59. Блок-диаграмма пассивной окраины континента на атлантическом побережье США в районе Джорджес-банки

мическая активность носит сезонный характер, глинистые осадки формируются не только на континентальном склоне, но также и в пребрежной части шельфа.

### Окраины континентов

**Атлантическая окраина Северной Америки.** На атлантической окраине Северной Америки приливно-отливные равнины, огражденные песчаными барями, протягиваются на многие сотни километров, играя роль аккумуляторов мелкого терригенного материала.

Состав глинистых и алевроито-глинистых илов, формирующихся на приливно-отливных равнинах, определяется моренами и корами выветривания, которые были развиты в плейстоцене и голоцене на приатлантической прибрежной равнине, простирающейся в глубь континента на расстояние до 250 км. Начавшийся после окончания последнего оледенения слабый подъем территории благоприятствовал активизации процессов химического разложения древних пород на суше. При этом ассоциации глинистых минералов в осадках соляных маршей четко отражают климатическую зональность. Так, в северных районах приатлантической равнины США и Канады среди маршевых осадков преобладают гидрослюда и хлорит, которые в большинстве случаев в результате переноса ручьями и реками поступали в указанные осадки из оставленных ледниками морен. На широте залива Чезапик и южнее в маршевых осадках резко возрастает роль смешанослойных образований и вермикулита. В соляных маршах у побережья Луизианы, по данным Дж. Хасавея, ассоциация глинистых минералов содержит 30—40 % каолинита, около 20 % смешанослойных образований и по 10 % монтмориллонита, вермикулита и гидрослюды.

В пределах пассивных континентальных окраин важнейшей областью формирования тонкодисперсных, в том числе глинистых, осадков, является континентальный склон, в пределах которого действуют как высокоплотностные, так и низкоплотностные потоки вещества. Наиболее важное значение имеет в этом случае взвесь, содержащаяся в нефелоидных слоях. Мелкие частицы, выпадающие из них под действием гравитационного фактора, формируют на континентальном склоне гемипелагические нормально-осадочные илы, скорость накопления которых в пределах атлантической окраины США (см. рис. 59) за последние несколько тысяч лет достигала 22 см/тыс. лет. Особенно активное накопление гемипелагических илов происходило в каньонах и промоинах, многие из которых в настоящее время почти полностью заилены. Это связано с меньшим наклоном дна в каньонах, по сравнению с прилегающими участками склона, благодаря чему здесь легче улавливаются мелкие частицы глинистого материала.

Иловая линия проходит на атлантической окраине США на глубинах 400—600 м, т. е. в верхней части склона, поднимаясь до

глубины, характерной для шельфа, только в головных частях каньонов. В составе оливково-серых карбонатно-терригенных илов, развитых в верхней половине континентального склона США, основную роль играет алевритовый материал (от 50 до 85 %).

На низких широтах в осадках континентального склона возрастает доля  $\text{CaCO}_3$ . Так, типично гемипелагические образования у мыса Гаттерас представлены серовато-коричневыми илами с содержанием  $\text{CaCO}_3$  около 30—50 %.

В южных районах континентального склона атлантического побережья США ассоциации глинистых минералов, как показал в 1979 г. Л. Дойл с соавторами, определяются тонкой взвесью, захватываемой из Мексиканского залива течением Гольфстрим. В основном это монтмориллонит, преобладающий в твердом стоке р. Миссисипи, которая выносит с континента огромное количество тонкодисперсного материала. В гемипелагических илах к северу от мыса Гаттерас ассоциации глинистых минералов соответствуют широтно-зональному распределению их в океане. На основании этого они характеризуются снижением роли, а иногда исчезновением каолинита и уменьшением содержания смешанослойных образований по направлению от низких широт к умеренным и высоким с одновременным увеличением количества гидростлюды и хлорита. При этом повышенный фон монтмориллонита, за счет разноса его течением Гольфстрим, фиксируется далеко к северу от подводного плато Блейк, где этот минерал является преобладающим.

Аналогичная ассоциация глинистых минералов присутствует в гемипелагических глинистых илах, формирующихся в пределах континентального подножья, входящего в состав атлантической окраины США и Канады.

Такой характер распределения осадков нарушается в районах развития глубоководных конусов выноса — фэнов и районах действия придонных контурных течений. Турбидиты и отложения потоков обломков, которые формируют наибольшую часть разрезов в пределах глубоководных конусов выноса, помимо материала, входившего в состав гемипелагических илов, содержат компоненты из осадков и пород более древнего возраста, так как при движении турбидитных течений по каньонам и ложбинам происходит эрозия дна и мобилизация древнего материала. Поэтому турбидиты, по сравнению с перекрывающими их гемипелагическими илами, имеют более разнообразный компонентный состав. Это относится и к глинистым минералам турбидитов.

Важное значение в накоплении осадков на окраинах континентов имеют также придонные контурные течения. Эти течения, направленные от полюсов к экватору и в большинстве случаев пересекающие его, несут в низкие широты осадочный материал, мобилизованный в приполярных районах, где он представлен преимущественно слабо измененными частицами древних и древнейших метаморфизованных пород палеозоя и докембрия. Отсутствие среди них продуктов, образующихся в корках выветривания,

обуславливает весьма однообразную ассоциацию в них глинистых минералов, которая представлена, как правило, только гидрослюдой и хлоритом. Глинистая взвесь подобного типа, многократно взмученная и переотложенная контурным течением, постепенно перемещается из высоких широт в низкие вдоль контуров континентов, последовательно обогащаясь минеральными формами, перемытыми из гемипелагических илов, развитых на континентальном подножии. Однако преобладающая хлорит-гидрослюдистая ассоциация в осадках контурного происхождения на большом расстоянии по пути их движения нарушает картину широтно-зонального распределения глинистых минералов в осадках ложа океана. Так, хлорит-гидрослюдистая ассоциация в глинистых и глинисто-алевроитовых илах наблюдается даже в субтропических и тропических районах Атлантики, для которых эти минералы в целом не характерны.

Роль турбидитов и отложений потоков обломков резко повышалась в регрессивные этапы, когда береговая линия значительно приближалась к кромке шельфа. Гемипелагические илы и контурные осадки, напротив, получали широкое распространение в периоды повышения уровня океана и ослабления гравитационных процессов на континентальном склоне и подножии.

**Полуостров Индостан** [14]. В прибрежной части шельфа этого района развиты вязкие однородные, нередко пятнистые глинистые и алевроито-глинистые илы темно-серого и темно-коричневого цвета. Эти илы прослеживаются почти непрерывной полосой от авандельты р. Инда вдоль всего побережья и только у самой оконечности полуострова Индостан сменяются крупноалевроитовыми и мелкопесчаными осадками. Глинистые и алевроито-глинистые илы залегают на глубинах 15—40 м вдоль неширокой полосы мангровых болот, приуроченных к заливаемой во время приливов части побережья. Они сложены мелкочешуйчатыми неориентированными агрегатами глинистого вещества.

Погружение осадков на глубинах около 40 м коррелируется с увеличением концентрации в них карбонатного материала, который представлен в основном раковинами фораминифер и составляет от 30 до 50 %. Карбонатно-глинистые (фораминиферовые) илы повсеместно прослеживаются здесь на глубинах 40—60 м.

Срединная шельфовая равнина, простирающаяся на глубинах от 60—100 м до 120 м, представлена карбонатными крупнозернистыми осадками. Это — карбонатные пески, биоморфно-детритусовые или оолитовые.

Преобладающим типом осадков во внешней части шельфа являются фораминиферовые алевроито-глинистые и мелкоалевроитовые илы. Камеры раковин фораминифер, составляющих от 40 до 60 % объема осадка, часто заполнены глауконитом или глобулями пирита. В некоторых разностях илов из северных районов западной окраины полуострова Индостан присутствуют сфероиды бертьерина и оолитовые зерна, концентрические обломки которых сложены зеленоватым хлоритоподобным веществом.

В пределах верхней половины материкового склона широким распространением пользуются гемипелагические оливково-зеленые и зелено-коричневые глинистые и алевроитово-глинистые илы. Это тонкополосчатые осадки, формирование которых связано с сезонным усилением или ослаблением подъема глубинных вод. Прослой, обогащенные органическим веществом, накапливались в периоды действия юго-западного муссона, возбуждающего апвеллинг и повышение биопродуктивности поверхностных вод. Эти осадки характеризуются неустойчивым содержанием  $\text{CaCO}_3$  (от 30 до 65 %), причем с глубиной происходит постепенное уменьшение его концентрации.

Согласно полученным в 1972 г. В. Штакельбергом, а также индийскими исследователями данным, нижняя часть континентального склона также сложена глинистыми гемипелагическими илами, происхождение которых связано с разносом тонкого материала, выносимого р. Инд, течением вдоль рассматриваемого склона.

Как показало исследование идентичных по гранулометрическому составу карбонатно-глинистых и глинистых илов, распространенных в прибрежной части шельфа, они имеют совершенно различные ассоциации глинистых минералов в северных и южных районах западной континентальной окраины полуострова Индостан (рис. 60). Так, в авандельте р. Инд и вблизи нее (22—25° с. ш.) во фракции мельче 0,001 мм указанных илов присутствует в основном гидрослюда, на долю которой приходится до 70—80 %, и хлорит, количество которого не превышает 15—20 %.

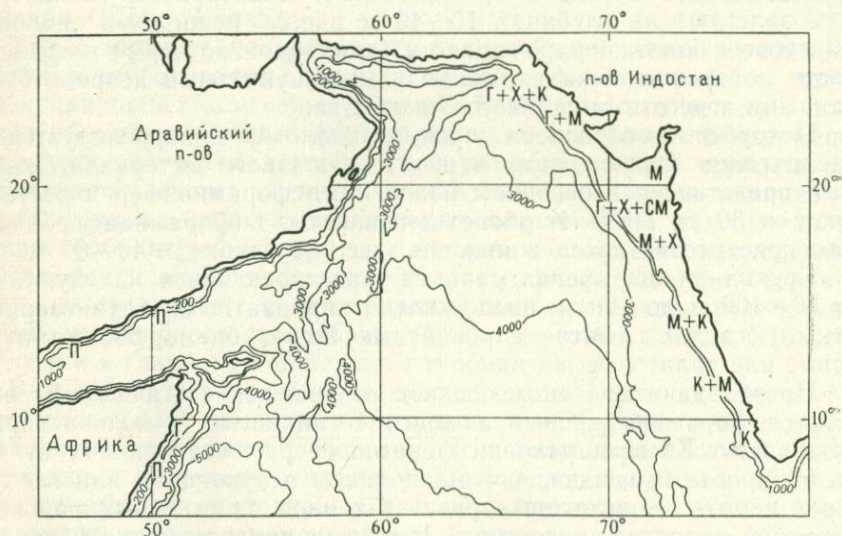


Рис. 60. Последовательность изменения главнейших ассоциаций глинистых минералов в современных подводных осадках Аравийского моря

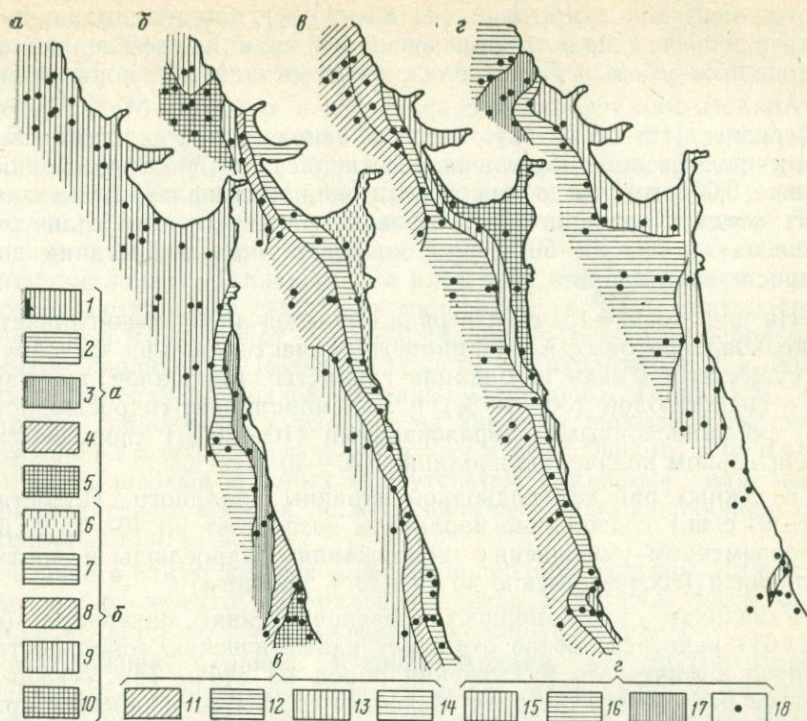


Рис. 61. Количественное распределение минералов (в %) в пределах подводной окраины п-ова Индостан:

а — каолинит (1 — 0—10, 2 — 10—20, 3 — 20—30, 4 — 30—40, 5 — более 40), б — гидрослюда (6 — 0—10, 7 — 10—30, 8 — 30—50, 9 — 50—70, 10 — более 70), в — монтмориллонит и смешанослойные образования (11 — 10—30, 12 — 30—50, 13 — 50—70, 14 — более 70), г — хлорит (15 — 0—10, 16 — 10—20, 17 — более 20), 18 — точки взятия проб

Каолинит и разбухающие минералы содержатся в этих илах только в виде примеси.

По направлению на юг от авандельты р. Инд в илах постепенно возрастает содержание монтмориллонита (рис. 61), идентифицируемого на дифрактограммах по четким рефлексам со значениями 1,69—1,78 нм после насыщения образцов соответственно этиленгликолем или глицерином. На широте залива Кач количество последнего в осадках повышается до 30—40 %. Это показывает, что основным компонентом глинистых илов рассматриваемого района остается гидрослюда (до 50 %), тогда как каолинит и хлорит находятся в них в виде примеси. Еще южнее, в илах, окаймляющих полуостров Катхиявар (глубины 20—90 м), содержание монтмориллонита возрастает до 60—70 %. С ним ассоциирует гидрослюда и хлорит.

В Камбейском заливе и на прилегающей к нему шельфовой равнине (подводное плато Фифти-Фатом, 21—17° с. ш.) гидрослюдисто-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов сме-

няется монтмориллонитовой (до 80—90 %). Следует, однако, отметить, что по направлению к внешнему краю шельфа происходит постепенное уменьшение в осадках содержания монтмориллонита.

Аналогичная тенденция сохраняется и южнее, у Малабарского побережья (18—16° с. ш.). Здесь в глинистых илах прибрежной части шельфа монтмориллонит составляет до 70—80 % фракции мельче 0,001 мм, тогда как в пелитовой части алевритово-глинистых осадков срединной шельфовой равнины его количество уменьшается до 40—50 % при одновременном возрастании доли гидрослюды и хлорита.

На широте 14—15° с. ш. в ряде образцов алевритово-глинистых и мелкоалевритовых илов прибрежной части шельфа фиксируется существенно иная ассоциация глинистых минералов, где наряду с гидрослюдой (30—40 %) и монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями (10—20 %) появляется в значительном количестве каолинит (20—30 %).

В южных районах подводной окраины Западного Индостана (12—9° с. ш.) содержание каолинита возрастает до 40—45 % при одновременном уменьшении содержания гидрослюды и монтмориллонита (соответственно до 20—30 % каждого).

Указанная закономерность распределения минералов (см. рис. 61) непосредственно отражает климатическую зональность и степень химического разложения пород на суше. Так, северо-западные районы полуострова Индостан относятся к области аридного климата. Характер терригенной взвеси, поступающей на подводную часть окраины этих районов, полностью определяется твердым стоком р. Инд, которая выносит с Гималаев, как показал в 1964 г. Б. Мукерджи, слабо выветрелые продукты размыва древних осадочных и метаморфических формаций. Среди последних преобладают гидрослюда и хлорит [2, 4, 5, 7]. Смена климатических условий происходит на широте полуострова Катхиявар. Здесь при значительном увлажнении и высокой среднегодовой температуре (25—30 °С) резко усиливается химическое разложение пород. Полуостров Катхиявар и прилегающие к Камбейскому заливу районы Индостанского субконтинента сложены, согласно полученным в 1954 г. М. Кришнаном данным, траппобазальтами мелового и кайнозойского возраста. Выветривание этих пород сопровождается накоплением в почвах и корах выветривания монтмориллонита, который, как показали в 1962 г. Б. Рой и Н. Бард, поступает затем в составе речного стока на прилегающие участки подводной окраины.

Гумидность климата на полуострове Индостан возрастает по мере приближения к экватору. Соответственно увеличивается интенсивность химического преобразования метаморфических и древних осадочных пород архея и протерозоя, которыми сложены обширные области Южной Индии. О характере и глубине преобразования исходных горных пород можно судить по составу почв и кор выветривания, типичных для этих районов. В соответ-

ствии с данными, полученными в 1954 г. Е. Мором и Ф. Бареном, ферриаллитные и латеритные почвы широко развиты в горах Западные Гаты, протягивающихся вдоль побережья Юго-Западного Индостана.

В отличие от этого, илы внешнего шельфа и материкового склона характеризуются повсеместно гидрослюдисто-хлоритовой ассоциацией. На ряде разрезов, проходящих через шельф и верхнюю часть склона, прослеживается, кроме того, постепенное обогащение осадков гидрослюдой и хлоритом за счет уменьшения монтмориллонита. Типичным для илов этих районов является следующее соотношение глинистых минералов (в %): гидрослюда — 50—60, монтмориллонит — 20—30, хлорит — 10—15 и небольшая примесь каолинита. Подобная тенденция сохраняется и в более южных районах подводной окраины Западного Индостана. Накопление гидрослюды и хлорита на внешнем шельфе и склоне у полуострова Катхиявар и заливов Кач и Камбейского, в прибрежной части шельфа которых присутствуют глинистые илы монтмориллонитового состава, можно связывать лишь с влиянием терригенного стока р. Инд.

Только в самых южных районах подводной окраины Индостанского субконтинента минеральный состав пелитовой части осадков не меняется по всему профилю подводной окраины.

**Материковая окраина Южной Аравии.** На другой стороне Аравийского моря накопление осадков происходит в условиях резко засушливого климата. В глубине окраины на плато Хадрамаут обнажаются палеоцен-эоценовые глины. Основная масса тонкодисперсного материала переносится к побережью сезонными водными потоками. Улавливанию глинистой взвеси в прибрежной части шельфа способствует своеобразное строение побережья. В сторону океана здесь выдвинуты так называемые «томболы» — остатки вулканических построек поздне третичного возраста. Это — полуразрушенные конусы вулканов центрального типа, оставшиеся от периода активного рифтогенеза в этом районе (рис. 62). Отдельные вулканические сооружения соединены с побережьем узкими песчаными пересыпями. Последние отделяют от открытого океана широкие бухты и заливы, защищенные от действия волн и поэтому аккумулирующие в большом количестве глинистую взвесь. Типичной в этом отношении является бухта Адена.

На дифрактограммах илов наряду с серией относительно слабых рефлексов хлорита присутствуют сильное отражение со значением 1,05 нм и довольно слабые рефлексы — 0,644 и 0,542 нм. Насыщение образцов глицерином, в результате чего появляются слабые отражения со значением 1,60—1,65 нм, свидетельствующие о примеси монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, не приводит в то же время к изменению положения рефлекса 1,05 нм. Однако последний исчезает после прокаливании образцов до 600 °С. Соответственно на дериватограмме фиксируются три отчетливо выраженных эндотермических эффекта: при

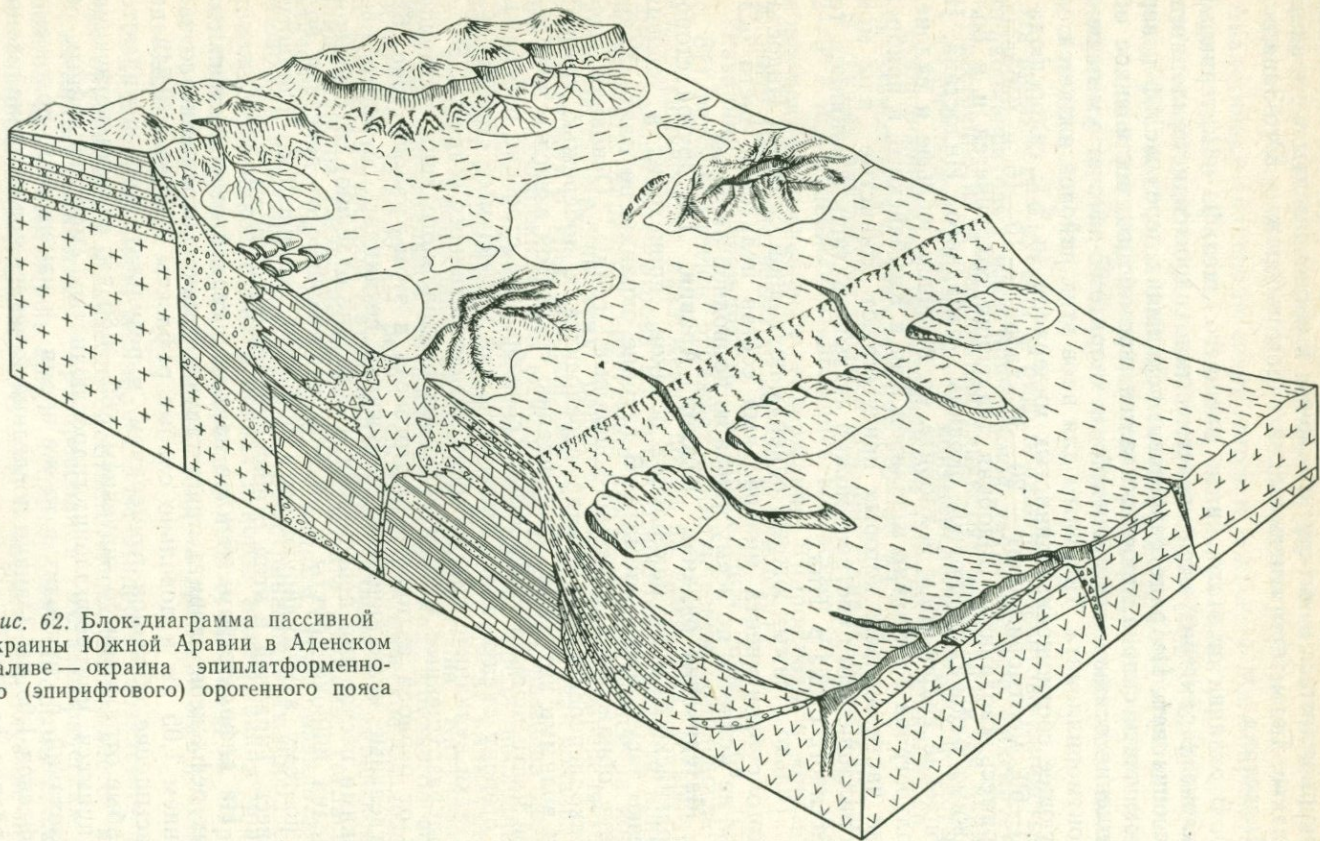


Рис. 62. Блок-диаграмма пассивной  
окраины Южной Аравии в Аденом  
заливе — окраина эпиплатформенно-  
го (эпирифтового) орогенного пояса

80—170, 240—330 и 480—590 °С, которые сопровождаются 6,85; 4,0 и 6,0 %-ной потерей массы. Первый и второй эффекты соответствуют удалению адсорбционной, межслоевой и цеолитной воды, третий — ОН-ионов. Раздвоенный характер эндозффекта в интервале 80—170 °С обусловлен примесью указанного разбухающего минерала. Это, а также данные электронной микроскопии, согласно которым кристаллы преобладающего минерала имеют игольчатый габитус, свидетельствуют, что главным компонентом пелитовой фракции шельфовых осадков на подводной окраине Восточной Аравии является палыгорскит (см. рис. 60).

В сторону открытого моря глинистые илы сменяются карбонатно-глинистыми осадками, кластическая часть которых представлена терригенным эоловым материалом и скелетными остатками ассимилирующих карбонат организмов.

В низах колонок, поднятых у основания склона Южной Аравии, отмечается чередование песчано-алеврито-карбонатных илов с пятнистой текстурой и алеврито-глинистых илов с миндалевидными включениями карбонатного детрита. В верхней части колонок это монотонное переслаивание нарушается появлением прослоя песка, в подошве — светлого карбонатного неотсортированного, в кровле прослоя — темно-серого, средне- и крупнозернистого. Граувакковый состав песков свидетельствует об абразии выдвинутых в море вулканических построек. Колонки, взятые у основания склона, в дистальной его части, вскрыли однородные карбонатно-глинистые алеврито-пелитовые илы с неясно выраженной слоистостью. Это свидетельствует, что в поверхностном слое осадочного чехла в данном районе отсутствуют следы активных гравитационных перемещений.

**Северные районы окраины восточной Африки.** Близкая к рассмотренной ассоциация глинистых минералов содержится в шельфовых осадках у северо-восточной оконечности Африки (к югу от мыса Гвардафуй). Наряду с палыгорскитом здесь, по данным рентгеновской дифрактометрии, присутствует хлорит, а в отдельных случаях гидрослюда (см. рис. 60). Наличие четкого рефлекса 001/002 со значением 0,94 нм на дифрактометрических кривых образцов, насыщенных глицерином, указывает на содержание в них монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования. В виде примеси в них присутствует также магнезиальный карбонат. Накопление таких ассоциаций глинистых минералов в алевритово-глинистых и алевритовых илах возможно лишь в обстановке аридного литогенеза, когда преобладание физических факторов выветривания над химическими обеспечивает сохранение первичной минеральной природы разрушающихся горных пород и вынос на шельф и склон обломков исходных минералов. Факторами переноса в этом районе являются, по-видимому, ветры, дующие с континента в сторону океана, и временные потоки — «вади», аналогичные тем, которые развиты на юге Аравийского полуострова.

## Участки выхода к океану крупных рек

Важнейшей областью седиментогенеза на пассивных окраинах континентов являются дельты, развивающиеся в течение длительного промежутка времени. В верхних частях их, согласно предложенной в 1980 г. А. А. Чистяковым классификации, выделяется группа аллювиально-дельтовых макрофаций. Обычно в этих частях дельты накапливаются аллювиальные и пойменные отложения: осадки русел, прирусловых валов, кос, островных отмелей, осередков, возвышенных частей пойм (древних прирусловых валов или береговых баров), мелкопочковатой поймы, отмерших стариц и протоков и т. д. Кроме того, здесь формируются специфические отложения, возникающие под влиянием водных масс собственно океана, прежде всего приливо-отливных явлений, действия нагонных ветров и других факторов. Эти отложения приурочены к крупным и мелким протокам в активной части дельт и окружающему их низменному пространству либо к отмершим их участкам. В первом случае влияние океана может проследиваться на десятки километров вверх по течению от устья рек, благодаря явлению подпора речного течения. Там, где реки несут или перемещают по дну относительно крупный материал, подпор приводит к его осаждению на дне, благодаря чему русла, особенно мелкие, быстро заполняются осадками. По данным А. А. Чистякова, в Бенгальской дельте в районах, где возникает подпор, пойма сложена тонкозернистыми с горизонтальной слойчатостью песками озерного облика.

В нижней части дельт на неактивных ее участках воздействие приливов и отливов приводит к формированию приливо-отливных равнин с развитой системой русел, прирусловых валов, маршей и ограждающих их со стороны моря береговых баров. Подобные равнины известны в неактивных лопастях дельт рек Нигер, Ориноко, Иравади и др. Прирусловые валы и косы достигают значительной длины (до нескольких километров) и высоты (до 20—30 м) и разрастаются как с вогнутой, так и с выпуклой стороны меандрирующих приливных русел.

Особым типом образований являются так называемые «плавающие марши», детально рассмотренные на примере дельты р. Миссисипи [43]. Они полностью состоят из растительных остатков, плавающих над разжиженным органометным, углеродисто-глинистым илом мощностью до 1—5 м. В большинстве случаев — это пресноводные марши в устьях крупных протоков и прилегающих участках взморья. Такие марши нарастают не столько вверх, сколько в процессе проседания на глубину. Конечным результатом накопления осадков в этих условиях обычно является достаточно мощный слой торфа.

Особую группу, как показал в 1980 г. А. А. Чистяков, составляют обстановки предустьевого участка взморья, или авандельты. Последние являются зоной активного смещения соленых морских

и пресных речных вод, где происходит осаждение значительной массы перемещаемого по дну рекой и взвешенного в ее водах материала. Важнейшим процессом является в этом случае агрегирование тонких взвешенных частиц, что приводит к их осаждению в так называемой проделъте, которая располагается за свалом глубин, иначе склоном дельты.

Авандельта может простираться до срединной шельфовой равнины и даже до края шельфа. Однако и за пределами шельфа профиль окраины обычно формируется твердым стоком впадающих в океан крупных рек. Такова, например, часть окраины Гвинейского залива, к которой приурочена дельта р. Нигер.

Несколько иное строение свойственно дельте р. Амазонки. Авандельта в данном случае протягивается на глубину нескольких десятков метров. Остальная часть шельфа взвесью р. Амазонки не питается, так как она перехватывается и увлекается водами Гвианского течения, которое разносит ее вдоль материкового склона Северной Бразилии. Во внешней же части шельфа на участке впадения в океан р. Амазонки современные осадки представлены, как показал в 1975 г. Л. А. Захаров, карбонатными биоморфно-детритусовыми образованиями. Это, однако, не означает, что влияние р. Амазонки на осадочный процесс ограничивается лишь областью дельты и авандельты. Как и в большинстве других случаев, основная масса осадков аккумулировалась в дистальной части зоны перехода, где в позднем кайнозое сформировался гигантский глубоководный конус выноса. На других окраинах авлакогенов, к которым приурочены дельты крупных рек, также известны мощные подводные конусы выноса.

Многие каньоны, образовавшиеся в пределах окраин авлакогенов, находятся непосредственно на продолжении подводных русел рек, например Амазонки, Инда и Конго. Каньон р. Амазонки внедряется в шельф до глубины 50 м. Головная его часть образована слиянием нескольких более мелких каньонов, вершины которых прослеживаются в прибрежной части шельфа на глубинах 30—50 м. Подводные потоки прорезали в породах склона и шельфа V-образную долину главного каньона с превышением от бортов до осевой части 500—600 м. Устье современного каньона находится на материковом склоне на глубине 1500 м. Здесь склон осложнен мощным глубоководным конусом, формирующим значительную часть подножья.

На участках выхода к океану древних и современных поперечных рифтов широким распространением пользуются полиминеральные ассоциации глинистых минералов, отражающие многокомпонентную структуру взеси, поступающей из внутренних районов континента.

Однако в этой трех- или четырехкомпонентной смеси один или два минерала являются преобладающими. В умеренных широтах и в области эрозии мощных горноскладчатых сооружений (например, Гималаев) основные минералы представлены гидрослюдой и хлоритом, в субтропических широтах и районах развития черно-

земов — монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями и монтмориллонитом, а в тропических районах — монтмориллонитом и в подчиненном количестве — каолинитом.

#### 4. ОСАДКИ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ И ОСТРОВНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ

##### Окраины континентов

Активные окраины континентов (рис. 63) примыкают к ороженным складчатым сооружениям. Со стороны океана многие из них опоясаны глубоководными желобами. Это обуславливает резкие перепады высот на близком расстоянии от наземной до абиссальной границы окраины. Еще более важными признаками активных окраин являются высокая сейсмичность и, хотя не повсеместно, вулканическая (и магматическая) деятельность. В седиментологическом плане все разнообразие окраин с активным тектоническим режимом может быть сведено к двум основным типам: 1) окраины с вулкано-плутоническим поясом, надстраивающим древний континентальный блок; 2) окраины, осложненные островными дугами и окраинными морями [19].

**Тихоокеанские окраины Северной и Южной Америки.** Аллотигенная глинистая взвесь поступает на эти окраины с горных хребтов Анд и Кордильер, а не из внутренних районов континента, как на пассивных окраинах. Важным фактором седиментогенеза в зонах перехода от континента к океану с активным тектоническим режимом становятся вулканические и производные от них процессы, в частности образование пепловых лавин, лахаров и палящих туч. Лахары увлекают вместе с собой большое количество крупных обломков пород, песка и гравия. В Каскадных горах (окраина штатов Вашингтон и Орегон) лахары, согласно полученным в 1978 г. Г. Фридманом и Дж. Сандерсом данным, распространяются на 80 км от вулканических конусов. В отложениях этого типа практически отсутствует слоистость, хотя известны случаи образования обратной градационной слойчатости. К более редким явлениям относится возникновение «палящих туч» — облаков раскаленного материала, образующихся при взрыве вулканических конусов. Палящие тучи несут огромное количество пепла и мельчайших сгустков магмы.

Исключительно важную роль на окраинах рассматриваемого типа играют реки. На продолжении их русел в подводной части окраины обычно находятся крупные промоины и каньоны. На окраине штата Орегон реки, например, поставляют, как показал в 1980 г. Н. Карлин, более 90 % выносимого в море алевритового и глинистого материала. Вынос наиболее крупных рек здесь составляет в общем  $n \cdot 10^6$  т/год, в том числе р. Иель — 24,8, р. Колумбия — 14,3, р. Клатат — 10,9, р. Роге — 4,7. Несмотря на то что головы каньонов разобщены с устьями большинства рек, они во многих случаях и сейчас питаются взвесью, выносимой река-

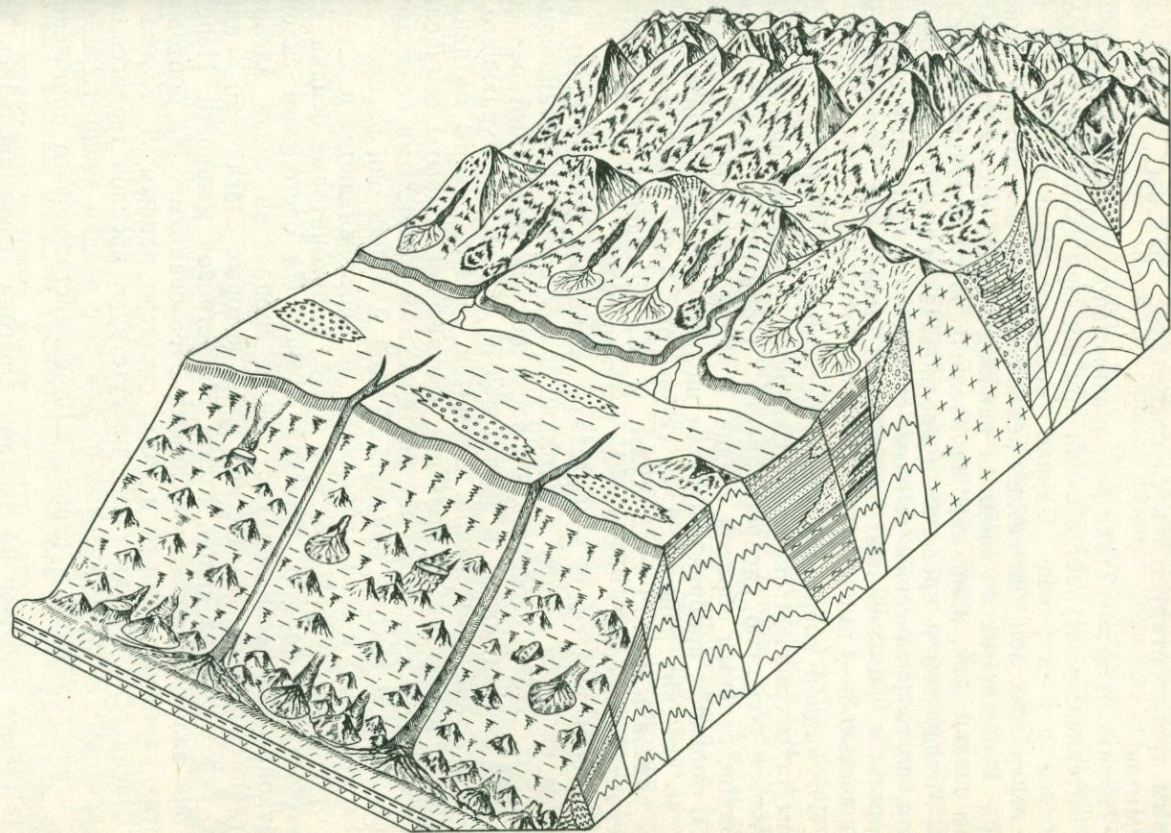


Рис. 63. Блок-диаграмма активной окраины тихоокеанского побережья Южной Америки

ми, особенно в сезоны паводков. Необходимо подчеркнуть, что реки здесь, как правило, не образуют дельт. Основная масса материала, поставляемого ими на побережье, разносится прибрежными течениями и в конечном итоге попадает в каньоны, по которым транспортируется в глубоководные районы окраин континентов.

Помимо твердого стока рек, значительное количество глинистого материала поступает в океан при абразии скалистых участков побережья и островов. Однако процессы осадконакопления на шельфах этих зон не везде реализуются в достаточно полной мере. В обширных по площади районах вообще отсутствуют рыхлые осадки, как, например, на внешней части перуанского шельфа. Между тем в пределах подводной части континентальной отмели, по геофизическим данным, существуют локальные впадины и прогибы, заполненные относительно молодыми отложениями мощностью 3—4 км.

В гумидной умеренной зоне (орегонский и вашингтонский секторы тихоокеанской окраины Северной Америки) шельф также является областью распространения терригенных кластических осадков, главным образом средне- и крупнозернистых песков. Однако только в прибрежной части шельфа это современные осадки, во внешних районах и на склоне они чаще всего относятся, как показали в 1979 г. Л. Кулм и К. Шнейдегер, к реликтам древних отложений и обогащены глауконитом.

Материковый склон в областях с активным тектоническим режимом является зоной, в которой преобладают гравитационные процессы. Этому способствуют расчлененный подводный рельеф, высокая сейсмичность и значительный объем поступающего с суши и шельфа материала. Несмотря на это, склоны активных окраин континентов на большом протяжении покрыты гемипелагическими или хомогенно-диагенетическими глинистыми осадками. В перуанском секторе окраины Южной Америки они распространены не только в зоне апвеллинга, но прослеживаются и к северу от нее до глубины 500 м и более. Глауконитовые осадки характерны для пологих участков склона. На орегонском склоне глауконитовые пески образуют тонкие пропластки среди алевро-глинистых гемипелагических илов, которые слагают во впадинах, осложняющих склон, толщи 100-метровой мощности. Нередко они являются перетолженными образованиями. На бортовых частях каньонов Астория и Роге, согласно данным Л. Кулма и К. Шнейдегера, в илах также присутствуют прослои терригенных алевроитовых и глауконитовых песков. Это осадки внешнего шельфа, переотложенные в период позднеплейстоценового понижения уровня океана.

В устьях каньонов на окраине Орегона сформировались довольно крупные конусы выноса. В частности, подводный конус Астория сформирован пачками терригенных турбидитов, представленных в основном мелко- и среднезернистыми песками, мощность которых от 2 до 7 м, причем залегают они среди алевроито-

глинистых осадков. В межрусловом пространстве конуса распространены турбидиты, в составе которых преобладают алевроиты. Подобные осадки распространяются далеко в глубь абиссальной равнины, для которой в целом характерны карбонатные пелагические осадки — нанноилы. Вулканогенные образования играют среди них второстепенную роль. Отдельные горизонты пепловых туфов в отложениях склона служат надежными маркирующими горизонтами.

В гумидном умеренном поясе берега изрезаны глубокими заливами — фьордами, к вершинам которых приурочены устья небольших рек и ручьев. Так, например, фьорд Хау Саунд к северу от г. Ванкувер окружен хребтами гор с вершинами 1200—2100 м. На дне долин отложилась довольно мощная толща голоценовых (50—150 м) и плейстоценовых (от 100 до 600 м) осадков. Поверхностные отложения плохо отсортированы и включают разности от гравелитистых илистых песков и песчанистых алевроитов до гравелистого, алевроито-глинистого и глинистого ила (см. рис. 63). Во впадинах фьорда находятся наиболее тонкие осадки. Самые грубые из них развиты, как показано в 1982 г. Дж. Сивицки и Р. Макдональдом, на уступах и площадках, окружающих острова внутри залива. Вне фьордов на открытом шельфе чередуются участки, в пределах которых обнажаются сильно метаморфизованные породы основания, с участками, покрытыми довольно мощной толщей осадков. Внешняя часть шельфа отличается особенно сложным рельефом: небольшие глубоководные депрессии осложняют эту часть шельфа, будучи отделены друг от друга мелководными банками. Каждая такая впадина является отдельным, частично или полностью замкнутым седиментационным бассейном. Осадочный материал поступает в них как из толщи вод, так и, главным образом, из прилегающих районов побережья. Кроме того, он частично связан с размывом ранее накопившихся осадков на мелководных банках. Для них характерно широкое распространение систем подводных каньонов. Головы каньонов, как правило, находятся на относительном удалении от побережья. Несмотря на это, в большинстве своем они остаются активными, так как питание их, согласно полученным в 1978 г. Д. Горслином данным, происходит за счет материала, разносимого волнами и течениями, направленными вдоль берега, а также приливно-отливными потоками.

Для тихоокеанской окраины Северной Америки, в пределах Калифорнии, типичны сложная, сильно изрезанная береговая линия, обилие бухт и узких заливов. В Нижней Калифорнии (Мексика) заливы нередко трансформировались в классические лагуны, примером которых могут служить лагуны Охо де Льебре и Мармона (Фигероа).

Сравнение тихоокеанского и атлантического побережья США приводит к выводу об их различном происхождении. До 80—90 % береговой полосы США в Атлантике и Мексиканском заливе приходится на забаровые лагуны, эстуарии и дельты с развитыми

соляными маршами. Между тем на тихоокеанской окраине США лишь от 10 до 20 % побережья занято площадями, где могут формироваться марши [43].

На побережье Калифорнии марши тяготеют к внутренним участкам заливов и лагун, где они защищены скалистыми мысами от разрушительного действия океанских волн. В отличие от атлантических, осадки калифорнийских маршей обеднены органическим веществом. В них до 45—50 % приходится на глинистый материал, в котором доминирует монтмориллонит. Алевритовая часть составляет около 40 %. Более крупный песчаный материал концентрируется в приливных руслах. Однако здесь его доля не превышает 30—35 %.

В северных районах подводной окраины Перу на шельфе и материковом склоне доминирующим минералом в осадках является монтмориллонит (60—70 %). В районе залива Гуаякиль — это преимущественно плохо окристаллизованная Са-разновидность минерала. В ассоциации с ним присутствует также каолинит (15—20 %), хлорит (5—10 %) и гидрослюда (до 5 %).

В глинистых илах на узком шельфе у залива Сечура значительную роль, по-прежнему, играет монтмориллонит, хотя его содержание несколько снижается (до 40—50 %). Соответственно возрастает значение гидрослюда (20—30 %) при невысокой концентрации каолинита (10—15 %) и хлорита (5 %). В осадках при островных террас и небольших депрессий на участке расширения шельфа (7—10° ю. ш.) резко повышается роль гидрослюда и каолинита. Монтмориллонит практически исчезает во фракции илов мельче 0,001 мм. Ассоциация глинистых минералов состоит из гидрослюда (50—60 %), каолинита (20—30 %), монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований и хлорита (суммарно 15—20 %). Большая часть этих минералов характеризуется высокой степенью окристаллизованности, что указывает на поступление материала из размывающихся на островах метаморфизованных осадочных образований.

В осадках южных районов этой окраины вновь увеличивается количество монтмориллонита (до 25—30 %). Однако в отличие от Са-монтмориллонита северных районов в этих осадках присутствует Na-монтмориллонит. Можно предположить, что его образование происходит за счет разложения более кислого вулканического стекла. В пределах рассматриваемой акватории с монтмориллонитом, как и в северных районах, ассоциируют гидрослюда (50—60 %) и каолинит (10—15 %) с небольшой примесью хлорита и аналогичных указанным выше смешанослойных образований.

На других окраинах восточного полукольца Тихоокеанского пояса отмечается мозаичность распространения определенных ассоциаций глинистых минералов в осадках прибрежной части шельфа. В этом случае вблизи устьев крупных и мелких рек, в зависимости от выносимого ими количества тонкодисперсной взвеси в область накопления, создаются относительно небольшие или

крупные ареалы распространения различных ассоциаций глинистых минералов, которые обычно близки друг к другу.

В осадках внешней части шельфа и континентального склона преобладающее влияние имеет какой-либо один крупный источник сноса, который подавляет более слабые, причем влияние его растет в направлении от берега к открытому океану и особенно велико на внешнем шельфе и материковом склоне.

**Восточная часть Индийского океана.** В пределах акватории Андаманского моря наиболее интенсивные седиментационные процессы приурочены к заливу Мартабан и прилегающей части открытого шельфа, где расположена авандельта р. Иравади, а также к юго-восточной области шельфа к северу от Малаккского полуострова. В первом районе происходит формирование глинистых тонкодисперсных илов, во втором — карбонатных песков и глинисто-карбонатных илов.

Большая часть твердого стока р. Иравади поступает по каньонам в халистазу. Склон на значительном протяжении покрыт глинистыми илами, которые характеризуются очень высокой дисперсностью и содержат большое количество окисного железа. Это редкий случай накопления пестроцветных морских осадков, содержащих продукты перемыва латеритных и ферриалитных кор выветривания, распространенных на склонах прибрежных хребтов и на высоких плато Бирмы. Подобные им глинистые отложения развиты также в Атлантическом океане (тропические районы), в западной части Индийского океана (у о-ва Мадагаскар) и в других местах.

Наконец, в юго-восточной части моря, где вдоль побережья нередко встречаются коралловые постройки и раковинные банки, в прибрежной части шельфа господствует накопление биоморфно-детритусовых песков, сменяющихся у кромки шельфа фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами. Терригенные составляющие представлены в первом типе осадков алевритовым, во втором — глинистым материалом.

Главнейшими минералами в составе широко распространенных здесь глинистых и глинисто-карбонатных илов являются гидрослюда (40—60 %) и хлорит (10—20 %). В виде примеси содержатся монтмориллонит (10—15 %) и каолинит (10 %). В осадках Араканского шельфа и южнее хлорит и гидрослюда постепенно замещаются разбухающими минералами, главным образом монтмориллонитом, содержание которого возрастает до 50—60 % [4]. В осадках авандельты р. Иравади и залива Мартабан распространена ассоциация глинистых минералов, близкая к той, которая развита в осадках бирманской части окраины континента в Бенгальском заливе. Здесь, однако, уменьшается содержание гидрослюда при одновременном возрастании роли каолинита. Наконец, в осадках юго-восточной части азиатской окраины в Андаманском море присутствует монтмориллонит (70—80 %) с примесью каолинита (20, иногда 30 %) и гидрослюда (менее 10 %), тогда как хлорит в этих осадках отсутствует. Отсюда следует, что, несмот-

ря на приуроченность рассматриваемой окраины к области гумидного тропического климата, каолинит в осадках соответствующей акватории нигде не получает большого распространения, как, впрочем, и на большинстве других активных окраин.

### Островные дуги

Со стороны океана многие современные материковые окраины обрамлены островными вулканическими дугами. В настоящее время они сосредоточены в основном на западной периферии Тихого океана. Это — Алеутская, Курильская, Японская, Идзу-Бонинская и Марианская дуги, а также дуги Тонга-Кермадек, Хикурянги-Макуори и др. В Индийском океане известны Никобарская и Зондская вулканические дуги, а в Атлантическом океане — Малая Антильская дуга и дуга моря Скоша. Эти образования не идентичны по своему строению и генезису: большинство из них сложено исключительно молодыми, главным образом вулканогенными породами среднего состава, другие, например, в пределах Японской островной дуги наряду с молодыми отложениями представлены весьма разнообразными по возрасту, вплоть до докембрийских, осадочными и метаморфическими породами. Среди осадочных образований преобладают карбонатные и кремнистые, хотя на зрелых островных дугах, в частности Японской, широко представлены также терригенные и угленосные отложения. Значительная часть осадков в этих районах обогащена вулканогенным материалом, в связи с чем Н. М. Страхов [34] выделил в рассматриваемых зонах интразональный тип литогенеза, названный им вулканогенно-осадочным.

Так, например, разрез вскрытых на о-ве Кунашир Большой Курильской гряды неогеновых отложений, общей мощностью более 2000 м, подразделяется на кунаширскую ( $N_1^{1?}$ ), ловцовскую ( $N_1^{2=3}$ ), алахинскую  $N_1^3$ — $N_2^1$ ) и головнинскую ( $N_2^{2=3}$ ) свиты.

Верхняя, изученная часть кунаширской свиты (мощностью 600 м), представленная очень плотными пропилитизированными и местами метаморфизированными вулканогенными породами, характеризуется циклическим строением. Каждый из трех выделенных циклов состоит из нижнего, меньшего по мощности элемента, представленного базальтами и андезито-базальтами, и верхнего, более мощного, состоящего из туфов риолито-дацитового состава и кислых эффузивов. Для нижних элементов каждого цикла наиболее важным процессом изменения первичных, преимущественно основных пород является их хлоритизация (при небольшой примеси гидрослюд), а для верхних, менее основных — уменьшение хлорита, появление монтмориллонита и увеличение содержания гидрослюд, а во втором цикле, кроме того, появление каолинита.

Залегающая с разрывом на ней ловцовская свита (мощностью 500 м) подразделяется на две толщи.

Нижняя состоит из трех циклов, включающих внизу лавобрекчии, а также лавы базальтового и андезит-базальтового состава, а

вверху — туфы андезит-дацитового состава. Верхняя, флишоидная толща представлена чередованием туфов риолит-дацитового состава, туфоаргиллитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, слоев обвально-оползневых пород и туфобрекчий кислого состава. Породы ловцовской свиты, в отличие от кунаширской, характеризуются в целом слабым проявлением наложенных процессов метаморфизма и гидротермального изменения. Для нижней толщи главной направленностью постседиментационного преобразования является резкое повышение в основании циклов (в лавах) содержания монтмориллонита, иногда с незначительной примесью хлорита, а в верхах циклов (в туфах) — уменьшение монтмориллонита и появление прослоев хлорит-сапонитового смешанослойного образования.

Верхняя толща литологически подразделяется на четыре пачки, которые несколько отличаются по составу глинистых минералов. Однако в целом верхняя толща свиты характеризуется повсеместным распространением монтмориллонита с примесью гидрослюды, а в отдельных прослоях и хлорита. Характерной особенностью разреза толщи является уменьшение в верхних пачках монтмориллонита, а также появление и последовательное увеличение содержания морденита. В самой верхней пачке большое значение приобретает низкотемпературный кристобалит.

Алехинская свита представлена зеленовато- и голубовато-серыми туфами, в низах — риолит-дацитового состава, а в верхней, большей части — андезит-дацитового типа с прослоями туфоалевролитов. Для большей, верхней части разреза характерно значительное развитие по темноцветным минералам хлорита, который ассоциирует с примесью монтмориллонита или хлорит-сапонита, а в верхах свиты, кроме того, гидрослюды.

Отложения головнинской свиты представлены в низах андезит-базальтовыми лавами, перекрываемыми толщей светло-серых пемзовых песков с прослоями гравия, брекчий и глин, общей мощностью 300—400 м. Лавы содержат основные плагиоклазы (лабрадор, битовнит), кристобалит и рудные минералы. В верхней, большей части разреза содержание кристобалита и рудных минералов уменьшается и иногда появляется кварц. Глинистые минералы в этой толще содержатся в виде небольшой примеси и представлены монтмориллонитом.

Отсюда следует, что преобладание в породах кайнозойского островодужного комплекса северо-западного сегмента Тихого океана, в частности в неогеновых отложениях о-ва Кунашир, вулканогенного материала обуславливает присутствие в них глинистых минералов, образовавшихся в основном *in situ* за счет изменения последнего. При этом особенности приведенной цикличности распределения глинистых минералов определяются типом изверженных продуктов и фациальными условиями их накопления, а также последующего постседиментационного преобразования.

В отличие от этого, осадочный чехол на фронтальном склоне Японской островной дуги, по данным рейсов 56 и 57 «Гломар Челленджера», слагают меловые отложения, представленные пере-

слаиванием плотных глинистых пород и алевролитов, а также кайнозойские осадки. В низах кайнозоя залегают массивные конгломераты, брекчии и песчаники (150 м) позднеэоцен-олигоценового возраста, которые сменяются толщей раннемиоценовых турбидитов и гемипелагических илов (77 м). Наибольший интерес представляет среднемиоценовая часть разреза, сложенная пятнистыми глинами с прослоями окремнелых (диатомовых) глин. Данные химического анализа показывают, что эти осадки имеют существенно кремнистый состав: содержание биогенного опала-А колеблется в них от 30 до 82 %, тогда как глинистые минералы составляют от 6 до 44 %. В легкой фракции указанных глин присутствует глауконит, а из глинистых минералов, помимо монтмориллонита, который преобладает (40—60 %), содержатся также гидрослюда (22—42 %), хлорит (6—16 %), каолинит (менее 5 %) и палыгорскит. Последний находится в виде примеси, но встречается по всему разрезу толщи. В других скважинах, в синхронных горизонтах разреза, отмечено присутствие кристаллов гипса и галита. Это, с одной стороны, свидетельствует об аридном климате в пределах прилегающей суши, а с другой — о высокой биопродуктивности поверхностных вод в районе преддугового бассейна, в том числе, возможно, и островного шельфа. Ассоциация таких минералов, как биогенный опал, глауконит (последний отмечается в легкой фракции мелкого песка и крупного алеврита), палыгорскит и гипс, характерна только для режима регионально-апвеллинга.

## 5. ОСАДКИ АБИССАЛЬНЫХ КОТЛОВИН

Глубоководные осадки представлены в основном красными глинами. Это обусловлено полным окислением и деструкцией органического вещества при длительной транспортировке его в халистатические зоны океанов. Наиболее дисперсные минеральные частицы, поступающие в эти зоны, многократно поглощаются зоопланктоном, в результате чего они агрегируют, превращаясь в так называемые «пеллеты». Последние, не разрушаясь, достигают океанского ложа и только после этого вновь распадаются на индивидуальные глинистые частицы.

Весьма незначительная скорость накопления таких осадков, составляющая около 1 мм за 1000 лет, способствует интенсивному перераспределению элементов между тонкодисперсными частицами и наддонной водой. Это обуславливает широкое развитие на дне глубоководных частей океанов диагенетических железо-марганцевых конкреций.

Распределение измененных под действием указанных процессов глинистых минералов в осадках, развитых в абиссальных котловинах, как показали в 1981 г. З. Н. Горбунова и А. П. Лисицын, также подчиняется широтной климатической зональности. Так, в осадках высоких широт преобладают гидрослюда и хлорит, которые составляют в среднем соответственно 70 и 30 % пе-

литовой фракции. В средних широтах содержание гидрослюды в океанских осадках сохраняется практически на том же уровне, тогда как хлорит постепенно исчезает и в ассоциациях глинистых минералов все большую роль начинают играть монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования. В виде примеси появляется, кроме того, каолинит. Южнее разбухающие минералы преобладают в рассматриваемых осадках, в том числе на долю монтмориллонита приходится до 40—60 %, тогда как разновидности смешанослойных минералов составляют от 20 до 30 %. Одновременно с этим, осадки содержат от 20 до 30 % гидрослюды и постепенно, до 10—20 %, возрастает содержание каолинита. И, наконец, в наиболее низких широтах главнейшим глинистым минералом становится монтмориллонит и, как правило, резко повышается содержание каолинита (до 30—40 %).

Накопление этих осадков происходит за счет размыва и ветровой эрозии соответствующих кор выветривания, которые даже при изменившемся климате еще долгое время могут определять тип ассоциаций глинистых минералов, выносимых с континента в океан. С этим, в частности, связано накопление весьма значительного количества каолинита, вплоть до 40 %, в абиссальных районах восточной части Индийского океана на широте побережья Австралии. В прилегающих к нему участках суши широко развиты древние латеритные коры, хотя в настоящее время они находятся в зоне пустынь и полупустынь. Соответственно в глубоководных осадках северо-западных районов Индийского океана накапливается палыгорскит, поступающий эоловым путем из аравийских пустынь.

Наряду с накоплением аллотигенных глинистых минералов, в отдельных районах абиссальных котловин важнейшее значение приобретают минералы вулканогенного и гидротермального генезиса. Вулканогенный материал обогащает абиссальные осадки океана в районах, прилегающих к краевым вулканическим дугам. Поэтому он преобладает в западных периферийных частях Тихого океана, обрамленных со стороны суши поднятиями Марианской, Идзу-Бонинской, Японской и Курильской островных дуг, а также в осадках собственно Марианской впадины. Разложение вулканического стекла в океанских осадках происходит постепенно, и вторичное минералообразование наблюдается в их толще лишь на определенной глубине. Указанные процессы сопровождаются резким возрастанием содержания аутигенных разновидностей монтмориллонита, среди которых обычно преобладает бейделлит с высоким содержанием К в межслоях, что в последнем случае можно рассматривать как типоморфный признак разбухающих минералов в осадках морей и океанов. В относительно близких к поверхности горизонтах этот минерал ассоциирует с филлипситом, опалом-А и палагонитом, а в более глубоких горизонтах — с клиноптилолитом, опалом и кристобалитом.

Еще более значительные ареалы монтмориллонит занимает в районах максимального проявления гидротермальной деятельности,

как, например, в юго-восточной части Тихого океана, куда ограничен снос терригенного материала с суши. Поступление в наддонную воду большого количества термальных растворов и исключительно низкая скорость осадконакопления благоприятствуют в этих условиях аутигенезу слоистых силикатов непосредственно в поверхностном слое осадка. Преобладающая форма новообразований в них относится к Fe-монтмориллону, или нонтрониту, встречающимся в парагенезе с филлипситом. При этом для нонтронита характерна слабая степень окристаллизованности и повышенное содержание Mg в его структуре (до 10—13 % в форме MgO).

Аналогично указанным минералам гидротермальное происхождение имеют сепиолит и палыгорскит, встречающиеся чаще всего в виде прожилков и включений в породах и уплотненных осадках океанского дна, особенно в образованиях, которые слагают нижние части склонов подводных поднятий вблизи рифтовых зон. Так, аутигенный сепиолит был установлен в 1965 г. Дж. Хасавеем и П. Сачсом в измененных породах и осадках у основания подводных гор Св. Павла, находящихся вблизи Срединно-Атлантического хребта. Сепиолит образует белые прожилки в коричневой глине, а также в кремнистых и карбонатных литифицированных илах. В глинах, которые, как полагают указанные авторы, представляют измененный в подводных условиях вулканический пепел, возникали также монтмориллонит и клиноптилолит. В свою очередь, в Марианской впадине палыгорскит, иногда совместно с сапонитом, установлен в осадках, перекрывающих базальты, а также непосредственно в базальтах.

Как показал в 1982 г. А. Деспрери, в осадках Марианской впадины присутствуют, кроме того, тальк, хлорит, серпентин и сапонит. Первые три минерала указанный автор считает аллотигенными, а сапонит — аутигенным. При этом количество железистого и железисто-алюминиевого сапонита в осадках обратно пропорционально содержанию в них талька. В то же время соотношение между филлипситом и клиноптилолитом показывает, что последний часто является продуктом диагенетической трансформации филлипсита.

## **6. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ НАКОПЛЕНИЯ МОРСКИХ И ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ**

Приведенные данные о закономерностях распределения осадков в морях и океанах показывают, что важнейшей особенностью мобилизации терригенного, в том числе и глинистого, материала на пассивных окраинах материков и в областях, окружающих эпиконтинентальные морские бассейны, является длительный период пребывания исходных пород в поверхностных условиях. Это в гумидных климатических поясах, особенно в тропическом, спо-

способствует широкому развитию их химического выветривания. В связи с тем что в кайнозой граница гумидных поясов заметно перемещалась, на огромных площадях континентов в низких и умеренных широтах сформировались довольно мощные элювиальные покровы. Поэтому размыв этих, а также относительно более древних кор выветривания обеспечивал, особенно в голоценовую эпоху, накопление глинистого материала на подводных частях материковых окраин. Лишь в ледовой и частично в умеренной гумидной зонах в продуктах сноса значительную роль играл глинистый материал, перемещенный ледниками при эрозии древних толщ, сравнительно мало измененных процессами поверхностного выветривания. Отсюда следует, что в общем балансе накапливавшихся в пределах зоны шельфа и континентального склона в субтропических и тропических широтах глинистых продуктов, преобладают минералы, поступающие из областей химического разложения пород в корях выветривания, а аллотигенный материал, за счет переотложения слабо измененных древних осадочных пород, находится в резко подчиненном количестве. При этом объем материала, генетически связанного с древними осадочными и метаморфическими толщами, может быть оценен по содержанию в осадках таких минералов, как гидрослюда и хлорит.

Широтная — климатическая зональность распределения глинистых минералов в осадках океанов подчеркивается повышением роли гидрослюда и хлорита в отложениях, распространенных в высоких широтах, где отсутствуют крупные современные и кайнозойские коры выветривания и обнажаются древние сильно метаморфизованные породы. В районах теплого (умеренного и субтропического) климата вместо гидрослюда и хлорита широкое развитие получают монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования и монтмориллонит, которые поступают из почв и кор выветривания. В аридных климатических поясах, в пределах которых обломочный материал перемещается с континента в океан с помощью ветра и временных водных потоков, в ассоциациях глинистых минералов преобладают продукты размыва слабоизмененных пород и древних кор выветривания. Поэтому глинистые осадки на подводных окраинах в аридных поясах характеризуются значительным разнообразием. В этом случае быстрый перенос с суши в океан способствует сохранению от разрушения даже таких неустойчивых минералов, как палыгорскит, тальк и сапонит. Наконец, для тропического гумидного пояса характерно преобладание материала, поступающего из почв и кор выветривания, за счет денудации которых в океан поступают каолинит, монтмориллонит-гидрослюдистые смешанослойные образования и монтмориллонит. Высокая концентрация каолинита связана, главным образом, с размывом латеритных, в том числе древних элювиальных, покровов. Так, обогащенные этим минералом осадки тяготеют к окраинам в областях регионального эоцен-миоценового корообразования (западные окраины Центральной Африки в Атлантическом океане и Австралии в Индийском).

Особенности распределения глинистых минералов на пассивных окраинах континентов отражают эрозию как элювиальных покровов, так и поверхностных комплексов слабо измененных гипергенными процессами древних отложений. Однако далеко не на всех пассивных окраинах процессы аккумуляции глинистых осадков протекают одинаково. Даже на окраинах, расположенных в одном и том же климатическом поясе, наблюдаются существенные различия накапливающихся отложений. Так, обогащение осадков современных окраин континентов каолинитом характерно, главным образом, для зоны шельфа и континентального склона в районах сравнительно молодого эпиплатформенного орогенеза в низких широтах. В отличие от этого, с окраинами авлакогенов на тех же широтах нередко связано обогащение накапливающихся осадков монтмориллонитом (участки, где расположены дельты рек Нигера, Амазонки и Лимпопо).

Каолиновые илы, характерные для гумидного тропического пояса на пассивных окраинах, в зонах перехода от континента к океану с активным тектоническим режимом либо полностью отсутствуют, либо каолинит содержится в них в небольшом количестве. Вместо них широкое распространение получают монтмориллонитовые глины, которые связаны с развитием на суше неполных профилей выветривания эффузивных и интрузивных магматических пород основного состава. На активных окраинах не встречается также ассоциация глинистых минералов, в составе которой главную роль играют слоисто-цепочечные минералы: сепиолит и палыгорскит.

Аллотигенный глинистый материал, выносимый реками и временными потоками в шельфовую зону морских бассейнов, в зависимости от энергии рельефа и динамики водных масс [20], последовательно осаждается в соответствии с гранулометрией и коагуляционной способностью отдельных минералов [45]. При этом одним из главных процессов, обуславливающих осаждение частиц в морских бассейнах, является их коагуляция. Этот процесс протекает в два этапа. Первый заключается в дестабилизации частиц, т. е. уничтожении или уменьшении барьера их отталкивания в результате сжатия двойного электрического слоя, образовавшегося в пресной воде вокруг каждой частицы. Указанный процесс развивается при увеличении ионной силы суспензионной среды, т. е. концентрации в ней электролита, и валентности (заряда) содержащихся в ней катионов. На втором этапе развиваются контакты между частицами. Это может быть вызвано броуновским движением частиц, а также градиентом скоростей движения как различных слоев жидкости в суспензионной среде, так и отдельных частиц в ней, что позволяет в последнем случае более крупным частицам как бы «догонять» мелкие и образовывать агрегаты. При этом оптимальные условия для коагуляции частиц создаются при относительно малой скорости движения частиц, обеспечивающей вероятность их столкновений, но не обладающей достаточной энергией для их дальнейшего разъединения.

Скорость осаждения частиц глинистых минералов в спокойной морской воде, см/мин, в зависимости от ее солености, по данным У. Уайтхауза и др.

Глинистые минералы	Соленость воды, %					
	0,045	0,09	0,18	0,545	0,90	1,625
Гидрослюда	0,89	0,90	1,05	1,10	1,10	1,10
Каолинит	0,80	0,81	0,81	0,81	0,81	0,81
Монтмориллонит	0,0023	0,0036	0,0078	0,041	0,076	0,088

Как показал в 1960 г. У. Уайтхауз, осаждение частиц глинистых минералов в спокойной морской воде увеличивается с повышением солености последней (табл. 4).

Однако в связи с различной скоростью образования агрегатов или устойчивостью ( $\alpha$ ) глинистых минералов в морской воде различной солености (рис. 64) ранее всего будет происходить осаждение каолинита и монтмориллонита, а гидрослюда может более длительное время находиться во взвешенном состоянии и переноситься на более дальнее расстояние. Отсюда следует, что осаждение частиц глинистых минералов представляет сложный процесс и определяется их структурными особенностями, средней дисперсностью отдельных разновидностей минералов, в том числе толщиной микроблоков по оси  $c$ , свойствами их поверхности, определяемыми количеством и распределением на ней дефектов (вакансий), типом обменных катионов, а также составом и концентрацией электролита в бассейновых водах, pH и Eh среды и т. д.

Кроме влияния на скорость осаждения, гидрохимический фактор оказывает также определенное воздействие на кристаллохимические особенности накапливающихся минералов. В морских бассейнах, в зависимости от общей минерализации и солевого состава вод в отдельных зонах осадконакопления, может происходить как дальнейший вынос катионов из структуры, так и противоположный процесс, заключающийся либо в аградации (монтмориллонит), либо в восстановлении первичных свойств (деградированные слюды) ряда минералов [23, 47]. Процессы аградации будут продолжаться при накоплении материала в открытых частях бассейна в условиях интенсивного поступления в них больших масс пресных вод. По мере удаления от дельтовых участков (и эстуарий) указанные процессы сменяются адсорбцией щелочных катионов, собственных морской воде, т. е. Na и особенно K, причем последний предпочтительнее входит в межслоевые промежутки высокозарядных диоктаэдрических минералов трехэтажного типа с поликатионным составом октаэдрических сеток.

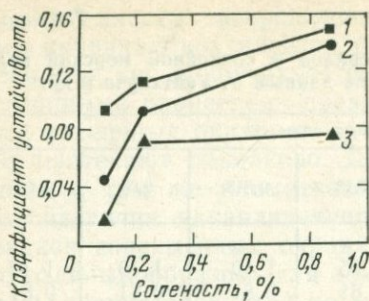


Рис. 64. Зависимость коэффициента устойчивости монтмориллонита (1), каолинита (2) и гидрослюда (3) от солености воды

Из аутигенных минералов ранней генерации в аридных поясах на внешнем шельфе и континентальном склоне в условиях пониженных скоростей осадконакопления и подъема глубинных вод на границе окислительной и восстановительной зон 24 образуется глауконит.

В гумидном тропическом поясе при выносе с континента каолинита и железа в прибрежной части шельфа, характеризующейся благодаря присутствию органического вещества восстановительной обстановкой, в осадке происходит новообразование бертьерина, в том числе за счет перекристаллизации каолинита.

В халистатических зонах, а также в пределах некоторых окраинных морей, характеризующихся процессами спрединга, наблюдается подводно-элювиальное образование дисперсных минералов за счет гальмиролизного выветривания базальтов океанической коры (рис. 65). В этом случае в результате выноса  $MgO$  и  $CaO$  и гидратации исходных минералов возникает монтмориллонит, содержащий, вследствие разложения вулканического стекла, не менее 7 %  $Fe_2O_3$  (в отдельных случаях до 20 %). В связи с высоким тетраэдрическим зарядом эта разновидность монтмориллонита способна интенсивно фиксировать  $K$  из морской воды. Этим, собственно, и отличается подводное выветривание от наземного при котором, наряду с изменением первичного материала, выносятся также и  $K_2O$ . Имеются, кроме того, сведения, что в процессе преобразования базальтов в условиях подводного выветривания как промежуточный продукт изменения основных плагиоклазов возникает микроклин. Этот процесс сопровождается, кроме того, возникновением  $K$ -цеолитов (филлипсита и клиноптиллолита).

В общей проблеме седиментогенеза в морских бассейнах важное значение имеет накопление песчано-алевритовых осадков, в которых при линзовидной локализации их захороняются седиментационные воды. Это определяет на последующих стадиях литогенеза гидрохимическую унаследованность среды и образование соответствующих ей типов аутигенных глинистых минералов. Периодический вынос и накопление грубозернистых осадков происходит обычно при подъеме базиса эрозии, т. е. повышении энергии рельефа и увеличении скорости транспортировки обломочного материала, или динамики вод. Различные условия осад-

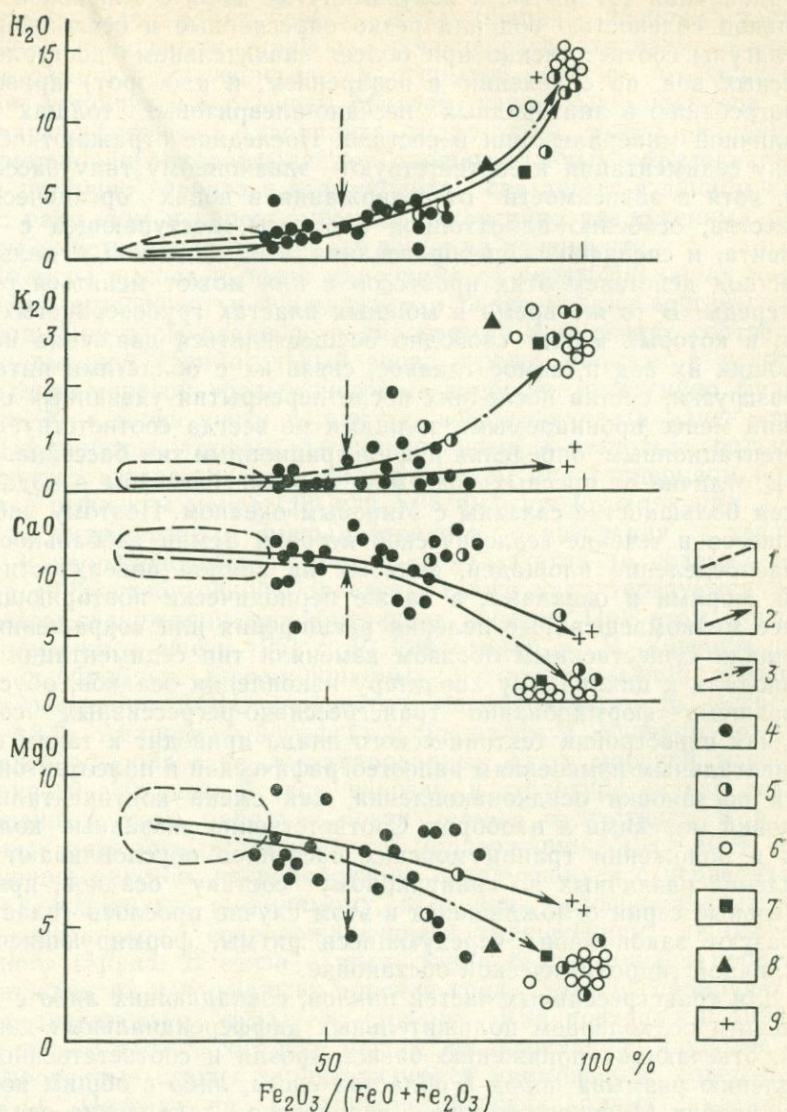


Рис. 65. Зависимость гидратации и накопления  $\text{K}_2\text{O}$ , а также выноса  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  от соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  при изменении базальтов в океанах и на континентах (вертикальной стрелкой показаны накопление или вынос оксидов):

1 — поле толентовых океанических базальтов, по Д. Метьюсу; 2 — направление разложения базальтов в океанах; 3 — то же, на континентах (палагонитизация базальтов Исландии, по С. Вальтерсхаузену); 4 — разложенные океанические базальты, по Д. Метьюсу; 5 — породы банки Суоллоу, по Д. Метьюсу; 6 — пелагические мезо-кайнозойские глины из скважин, пробуренных во время рейсов 2, 20 и 27 «Гломар Челленджер»; 7, 8 — средний состав современных красных глин (7 — по Ф. Кларку, 8 — по К. Гаррелсу и Ф. Маккензи); 9 — палагонитизированные базальты Исландии, по С. Вальтерсхаузену

конакопления (открытые и полузамкнутые моря с близкой к нормальной соленостью вод или резко опресненные и осолоняющиеся лагуны соответственно при более значительном поступлении пресных вод, по сравнению с испарением, и наоборот) приводят к погребению в линзовидных песчано-алевритовых толщах вод различной минерализации и состава. Последние отражают обстановку седиментации и соответствуют элизионному типу бассейна [39], хотя в зависимости от содержания в водах органического вещества, особенно аллохтонной биомассы, поступающей с континента, и специфики преобразования этих остатков в дальнейшем под действием этих процессов в них может меняться рН и Eh среды. В то же время в мощных пластах грубозернистых пород, в которых может свободно осуществляться движение насыщающих их вод и, самое главное, связь их с областями питания и разгрузки, состав последних после перекрытия указанных отложений менее проницаемыми толщами не всегда соответствует седиментационным, определяя инфильтрационный тип бассейна.

В отличие от пресных водоемов, морские бассейны в подавляющем большинстве связаны с Мировым океаном. Поэтому наблюдавшееся в течение геологической истории Земли глобальное перераспределение площадей, занятых на земной поверхности суши, морями и океанами, а также периодически повторяющиеся более мелкомасштабные явления расширения или сокращения их площади существенным образом изменяли тип седиментации или приводили к циклическому характеру накопления осадков, обуславливавшему формирование трансгрессивно-регрессивных серий. Полная перестройка тектонического плана приводит к таким фундаментальным изменениям палеогеографической и палеотектонической обстановки осадконакопления, как смена континентальных условий морскими и наоборот. Соответственно указанные колебания в положении границ морских бассейнов обуславливают накопление различных по гранулярному составу осадков, причем отдельные серии отложившихся в этом случае прослоев (пластов) образуют закономерно чередующиеся ритмы, формирующиеся в различной гидрохимической обстановке.

Для трансгрессивных частей циклов, совпадающих либо с наибольшим ослаблением положительных дифференциальных движений, отвечающих понижению базиса эрозии и соответственно замедлению размыва пород в областях сноса, либо с общим подъемом уровня Мирового океана, характерно накопление осадков, последовательно изменяющихся в основном от грубо- к тонкодисперсным в бассейне с нормальной или пониженной соленостью. Вследствие этого, глинистые минералы, слагающие глинистые прослои, а также глинистая примесь залегающих среди них песчано-алевритовых отложений относятся, преимущественно к аллотигенным разновидностям. Их деградация, особенно структур трех- и частично четырехэтажного типа, начавшаяся на континенте, может продолжаться и в прибрежных зонах (фации внутренних частей шельфа) бассейна осадконакопления. Адсорбция ка-

тионов глинистыми минералами будет происходить лишь в относительно удаленных от берега зонах (фации внешних частей шельфа). Накопление осадков в течение рассматриваемого этапа происходит в гидрогеологически открытой системе, что обуславливает устойчивость главным образом, глинистых минералов диоктаэдрического типа (каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований и лишь частично хлорита и вермикулита), связанных в данном случае с размывом и переотложением интенсивно разложенных продуктов выветривания различных пород на континенте.

По мере выноса в более удаленные от береговой линии части бассейна агрегируют и осаждаются и более мелкие частицы гидрослюды. При этом слабо деградированные и имеющие соответственно высокий отрицательный заряд слюды, попадая в условия нормально-морской среды, способны наиболее интенсивно фиксировать К и вновь почти полностью восстанавливать ранее утраченные свойства. Слюды, деградированные в несколько большей степени (после насыщения этиленгликолем или глицерином появляются рефлексы менее 1,69 или 1,78 нм), представляющие ассоциацию гидрослюды и смешанослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов (с содержанием менее 40 % разбухающих пакетов), также характеризуются увеличением содержания неразбухающих пакетов. При этом, согласно полученным еще в 1951 г. Р. Рейтмеером и Ч. Уивером данным по обработке деградированных (до определенной степени) слюд раствором КОН, количество сорбированного К достигает 1,9—3,3 %. Аналогичный эффект наблюдался Ч. Уивером при искусственной обработке деградированных слюд морской водой в течение 20—30 дней. В свою очередь, в структуре сильно деградированных слюд, наряду с почти полным отсутствием К в отдельных межслоевых промежутках (содержащих более 40 % разбухающих пакетов, неупорядоченно чередующихся с неразбухающими), возникают, по-видимому, изменения непосредственно и в силикатных слоях, сопровождающиеся уменьшением их отрицательного заряда. В связи с этим, такие гидрослюды в процессе накопления их в нормально морской среде, хотя и сорбируют К, но в значительно меньшей степени. Как показал в 1958 г. Ч. Уивер, а также, согласно нашим исследованиям, наиболее деградированные слюды характеризуются наименьшим содержанием  $K_2O$ . Поэтому на дифрактометрических кривых указанных гидрослюды одновременно с реликтами 1-нм фазы фиксируются рефлексы, относящиеся в основном к смешанослойному образованию. Это связано с тем, что в структуре деградированных слюд переслаиваются пакеты, характеризующиеся как слабым изменением (собственно гидрослюдистые), так и подвергшиеся деградации в большей степени, однако в последнем случае неоднородные по величине отрицательного заряда, поэтому сорбирующие К в разном объеме. Отсюда следует, что в общем процесс фиксации К протекает тем сильнее, чем меньше степень деградации слюд, т. е.

чем более сохранилась в них первичная структура. Необходимо, кроме того, добавить, что восстановлению слюд с различной степенью деградации могут сильно препятствовать процесс агрегации частиц и повышенная скорость их осаждения, сокращающие в целом время контакта индивидуальных частиц с бассейновыми водами.

В районах активной вулканической деятельности вулканогенно-осадочный литогенез зависит от положения зон вулканизма на земной поверхности и особенностей примыкающих к ним акваторий (внутренние, полузамкнутые и окраинные моря или прилегающие к континентам прибрежные зоны, островные дуги и отдельные с расположенными на них вулканами острова Мирового океана, а также подводные эруптивные аппараты). При наземных извержениях пепловый материал быстро агрегирует и накапливается в прибрежной зоне бассейна, характеризующейся обычно пониженной концентрацией  $K$ , но в целом высоким щелочным резервом среды ( $pH = 5,58-8,5$ ). В отличие от этого, подводное извержение приводит к накоплению пирокластического материала в различных, иногда весьма глубоководных, участках морей и океанов.

При медленном, но длительном поступлении с континента в прибрежные зоны морского бассейна осадконакопления пеплового материала последний на стадии седиментогенеза в результате гальмиролитического изменения раскристаллизовывается в монтмориллонит. В связи с тем что монтмориллонит обладает высокими водоупорными свойствами, в дальнейшем почти исключается возможность проникновения в толщу накопившегося осадка содержащихся в морской воде катионов. Последние сорбируются монтмориллонитом на этой стадии в основном из захороненных седиментационных вод, в которых содержание их в прибрежной зоне невелико. Вследствие этого, образовавшийся монтмориллонит, если он не подвержен размыву и разносу течениями, может в дальнейшем не претерпевать существенных изменений. Следует заметить, что весьма интенсивное и, самое главное, быстрое накопление туфогенного материала определенным образом влияет на характер среды, в частности, обуславливает резкое уменьшение количественного содержания в ней катионов по отношению к массе накапливающегося материала. Это нередко приводит к сохранению в разрезах практически неизмененных толщ туфогенных пород. Однако при накоплении маломощных пластов пеплового материала среда оказывает, как правило, существенное воздействие на поступающий материал. В этом случае возможна адсорбция образующимся монтмориллонитом  $Mg$  и  $K$  и возникновение либо хлоритоподобных фаз, либо различного типа смешанослойных образований с большим на рассматриваемой стадии осадочного процесса содержанием разбухающих пакетов.

Процесс образования по пепловому материалу различных минералов еще большее развитие получает при накоплении его в нормально-морской среде. В этом случае формирование по ука-

занному материалу, в зависимости от его химического состава, различных фаз, в основном промежуточного типа, более интенсивно будет протекать при накоплении осадков со значительным содержанием грубозернистых частиц. Это обусловлено тем, что вследствие более высокой проницаемости таких осадков, чем глин, в них может длительно осуществляться контакт пеплового материала со средой, богатой Mg и K.

При накоплении в нормально-морской среде собственно монтмориллонита, последний, несмотря на наиболее медленное осаждение в спокойной морской воде (см. табл. 4), обладает в то же время весьма низкой устойчивостью к образованию агрегатов в соленой воде (см. рис. 64), поэтому, как правило, не переносится в морских бассейнах на далекое расстояние. В нормальных морских условиях, наряду с катионным обменом первого типа, который как бы сохраняет монтмориллонит в неизменном состоянии, действует и второй тип катионного обмена, в результате чего ионы Mg и K проникают в межpacketные промежутки кристаллической решетки монтмориллонита. Вследствие высокого отношения в морской воде  $Mg/K=5$ , вначале структурой монтмориллонита, как показал в 1959 г. М. Пауэр, предпочтительнее поглощается Mg. Это обусловлено малым размером ионного радиуса его, благодаря чему этот катион легко проникает в межpacketные промежутки разбухающих глинистых минералов и формирует бруситоподобную прослойку, что приводит к образованию пакетов хлоритового типа. Поскольку большинство разбухающих глинистых минералов (деградированная слюда, алюминиевая и обогащенная железом разновидности монтмориллонита) обладает структурой диоктаэдрического типа, образующиеся трансформационным путем хлоритоподобные минералы также иногда приближаются к диоктаэдрическому, имея в структуре диоктаэдрические (пирофиллитоподобные) и триоктаэдрические (бруситоподобные) слои. Этим, по-видимому, и объясняется иногда присутствие в некоторых толщах ди-триоктаэдрической разновидности хлорита — судонита. Следует, однако, обратить внимание, что в современных осадках и в сравнительно молодых, слабо измененных породах (в восстановительной обстановке) чаще всего развивается обогащенная Fe форма хлорита. На это указывает, в частности, большая роль железистого хлорита в диагенетических кальцитовых и сидеритовых конкрециях, содержащихся в породах ряда районов, в частности в мезозойских отложениях Западной Сибири.

Быстрое разложение хлорита уже на ранней стадии выветривания (рис. 66) и неустойчивость при длительном переносе дают основание полагать, что определенная часть хлорита возникает в накопившемся осадке весьма рано, при переходе его из окислительной в восстановительную зону. Образующиеся при низких термобарических параметрах среды 1,4-нм минералы, согласно обобщению данных ряда исследователей [32], в морских осадках часто ведут себя как промежуточные разности между хлоритом и вермикулитом или между вермикулитом и монтмориллонитом.



гипергенеза. Поэтому поступающие в бассейн продукты размыва кор выветривания или коренных пород на стадии осадконакопления, как правило, наследуют ту же направленность изменения, что и в зоне гипергенеза. Отсюда следует, что при определенном соотношении условий денудации и осадконакопления глинистые минералы в базальных слоях могут быть очень близкими к ассоциации в породах фундамента, незатронутым процессом размыва, в которых указанные минералы, как образовавшиеся *in situ*, характеризуются наибольшей упорядоченностью [36]. При этом важное значение имеет не только аналогия фазового состава глинистых минералов, но и относительно высокая степень упорядоченности их структуры, в основном сохраняющаяся в продуктах переотложения. В таких случаях глинистые минералы в указанных базальных слоях резко отличаются от вышележащих пород.

В течение регрессивной части цикла, в связи с омоложением рельефа и усилением интенсивности привноса в бассейны терригенного материала или понижением уровня Мирового океана, в зонах, где ранее отлагались тонкозернистые осадки, накапливаются, главным образом, грубозернистые разности. Свойственное регрессивному этапу осадконакопления расчленение бассейна и изоляция отдельных его частей определяют, как правило, высокую минерализацию в них водной среды. Значительное содержание в среде породообразующих элементов, в том числе структурных катионов, обуславливает в породах этой части цикла на различных стадиях литогенеза (при унаследованном характере среды) интенсивное проявление процессов аградации и восстановления первичных свойств минералов, особенно трех- и четырехэтажного типа, а также аутигенное минералообразование. При этом преимущественно гидрогеологически закрытый тип системы определяет в соответствующих климатических условиях возникновение минералов либо слоисто-цепочечного (сепиолита и палыгорскита), либо слоистого типа (бертьерин, Fe-хлорит), т. е. разновидностей сингенетичного и раннедиагенетического происхождения (см. табл. 3). Существенное воздействие оказывает повышение солёности вод также и на двухэтажные минералы. Так, проведенные в 1958 г. А. Оберлин и К. Чубарем опыты по обработке каолинита растворами некоторых наиболее характерных для морской воды солей, в частности содержащих Mg, показали, что частицы его, в отличие от обработки пресной водой, не раслаивались по (001), а раскалывались перпендикулярно этой плоскости, в результате чего образовывались более мелкие, но той же толщины кристаллы. Это позволяет считать, что среди выделенных Д. Д. Котельниковым в 1958 г. морфологических типов каолинита разновидности, характеризующаяся мелкими размерами кристаллов и в то же время значительной толщиной частиц, связана с накоплением каолинита в условиях, характеризующихся высокой минерализацией вод. На повышенную концентрацию солей в бассейне осадконакопления указывает в этом случае наблюдающаяся под электронным микроскопом значительная засоленность со-

державших эту разновидность каолинита пород (например, породы бобриковского горизонта нижнего карбона Восточно-Европейской платформы и верхнего мела Казахстана).

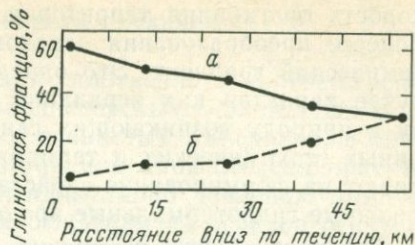
Ж. Эстиоль и Ж. Эстиоль-Шу установили, что на образование мелких кристаллов каолинита влияют продукты разложения пирита, присутствующие иногда в кровле пластов. Наши данные также показывают постоянное присутствие пирита в ассоциации с мелкой разновидностью каолинита. При этом в случае очень высокой примеси пирита каолинит переходит в высокодисперсные образования, которые ранее были выделены И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой как ферригаллуазиты. Наиболее тонкодисперсные частицы каолинита, особенно с дефектами в структуре, при длительном пребывании в морской среде, включая при унаследованном характере ее и стадии постседиментационного изменения пород, испытывают, кроме указанных изменений, также процесс растворения [1]. В частности, этим можно объяснить наблюдавшуюся нами, например, в верхнепашийских — нижнекыновских отложениях позднедевонского возраста Волго-Уральской нефтеносной провинции и в верхнепалеогеновых отложениях южных районов Восточного Предкавказья более высокую примесь каолинита в гидрослюдистых глинах морского происхождения по сравнению с контактирующими с ними песчано-алевритовыми породами, содержащими в основном аутигенный гидрослюдистый цемент. Необходимо подчеркнуть, что это явление наблюдается только при отсутствии процесса аутигенного каолинитообразования в проницаемых породах, который, например, широко развит в нижнемеловых отложениях некоторых районов Западно-Сибирской низменности и Предкавказья, а также в других регионах.

Дельтовые фации отличаются резкой пестротой, так как часто перемежаются с русловыми, пойменными, озерными, озерно-болотными, а также прибрежно- и мелководноморскими отложениями. Осадки дельтовых фаций достигают максимального распространения в регрессивные фазы осадкообразования.

Формирование осадков в дельтах (эстуариях) представляет более сложный процесс, чем накопление осадков в дельтах пресноводных водоемов. Как показал в 1972 г. Р. Мэди, в эстуариях процесс накопления осадков связан с тремя факторами: динамикой циркуляции и смешения вод, механизмом образования агрегатов, увеличивающим скорость выпадения частиц в осадок, и специфическими свойствами отдельных групп (или даже отдельных разновидностей)\* глинистых минералов. Скорость образования агрегатов глинистых минералов зависит от степени смешения вод, размеров частиц и стабильности частиц (относительной скорости образования агрегатов). В связи с относительной устойчивостью гидрослюды, монтмориллонита и каолинита, последний, как, например, в осадках эстуария р. Памлико (Северная Каролина, США), преобладает в верхней его части, где соленость минималь-

\* Дополнение авторов (Д. К. и А. К.).

Рис. 67. Изменение содержания каолинита (а) и гидрослюда (б) в глинистой фракции (хлорит и хлоритоподобные минералы 40 %, монтмориллонит менее 5 %) осадков р. Памлико вниз по течению. Точками показаны места отбора проб



ная, а содержание гидрослюда увеличивается к устью (рис. 67). Отсюда следует, что гидрослюда, как наиболее устойчивый к коагуляции минерал, переносится на большее расстояние [45]. В свою очередь, М. Джекобс и М. Юнг установили, что обогащенные монтмориллонитом осадки распространены в дельте р. Миссисипи, а в водах Мексиканского залива содержание его в осадках резко снижается.

## ВИИ. ИЗМЕНЕНИЕ АЛЛОТИГЕННЫХ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ АУТИГЕННЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПРОЦЕССЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ

### 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

По мере накопления и перекрытия ранее отложившихся продуктов новыми порциями терригенного материала начинается процесс уплотнения или литификации (диагенеза) осадка, т. е. превращение его в породу, которая в дальнейшем претерпевает ряд последующих изменений (катагенез и метагенез).

Основными параметрами, определяющими направленность и интенсивность как преобразования первичных, так и возникновения вторичных глинистых минералов в процессе постседиментационного изменения осадков, являются химизм системы минералообразования ( $X$ ), давление в ней ( $P$ ) и температура ( $T$ ). Значительное разнообразие условий накопления осадков обуславливает либо одновременное действие в дальнейшем  $X$ ,  $P$  и  $T$ , либо преобладающее влияние на постседиментационные процессы какого-либо одного параметра. В частности, разнообразие указанных условий связано с особенностями поступающих в бассейн с континента продуктов и различной скоростью их накопления. Весьма большое значение имеет также гидрохимический характер бассейна и геологическое, особенно тектоническое, строение области седиментации, от чего зависят размер и глубины бассейна, а также

скорость прогибания территории. Кроме того, важную роль в процессе преобразования осадков играет такой фактор, как геотермический градиент. Это определяет специфический в каждом случае характер как аградации и трансформации аллотигенных, так и природу возникающих глинистых минералов, устойчивых в данных геохимических и термобарических условиях. Существенно влияют на формирование свойств глинистых минералов также наложенные гидротермальные процессы.

Для дальнейшего изменения осадков механизм накопления терригенного материала имеет меньшее значение, чем его минеральная природа и гранулометрический состав. Отсюда следует, что не все рассмотренные выше генетические и литолого-фациальные разновидности осадков могут быть идентифицированы в отложениях ископаемых бассейнов. Поэтому в древних толщах все разнообразие осадков может быть объединено в следующие крупные типы: терригенный, вулканогенно-осадочный, карбонатный и галогенный.

## **2. ОСОБЕННОСТИ ЛИТИФИКАЦИИ (ДИАГЕНЕЗА) ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ РАЗЛИЧНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА**

### **Гидродинамический режим проницаемых пластов в отложениях крупных осадочных бассейнов**

Крупные участки земного шара, которые испытывали устойчивое и длительное прогибание, сопровождавшееся накоплением мощных толщ осадков терригенного, вулканогенно-осадочного, карбонатного и галогенного типов, могут быть отнесены к осадочно-порodным бассейнам. В пределах таких бассейнов осадки претерпевают закономерные изменения, в частности различную степень консолидации и перераспределения захороняющихся одновременно с осаждающимся терригенным, биогенным и хемогенным материалом седиментационных вод. Эти воды представляют в проницаемых пластах осадочных комплексов напорную систему, в пределах которой они движутся от центральных, наиболее прогнутых частей древних бассейнов осадконакопления, к периферийным частям, в связи с чем такие бассейны характеризуются элизионным гидродинамическим режимом [39]. Заключенные в таких пластах воды в течение длительного геологического времени изолированы от внешних источников, в результате чего в них, а также во вмещающих их породах развиваются аномально высокие пластовые давления. Только при последующем подъеме глубокозалегающих пород и нарушении изоляции проницаемых пластов седиментационные воды могут быть замещены метеорными, и в этой части разреза возникнет инфильтрационный гидродинамический режим.

## Литификация глинистых осадков

Особенно интенсивно происходит уплотнение и соответственно уменьшение объема наиболее тонкодисперсных — глинистых осадков, в результате чего микроблоки глинистых минералов, в зависимости от природы последних, в той или иной степени ориентируются базисной плоскостью перпендикулярно давлению вышележащих толщ. Это сопровождается отжатием из осадков основной массы, во-первых, свободной — иловой (поровой) воды, локализуемой между беспорядочно расположенными частицами глинистых минералов, в том числе в углах образуемых ими микропор, а во-вторых, избыточной межслоевой, присутствующей в количестве свыше двух молекулярных слоев. Влажность пород в этом случае уменьшается примерно до 6%. Образовавшиеся породы практически теряют открытую пористость и проницаемость. Так, пористость глинистых осадков в процессе их литификации может изменяться от  $>40$  до  $<5\%$ , а коэффициент проницаемости от  $>1000$  до  $<10$ .

Микроблоки каолинита благодаря изометричному габитусу (см. рис. 6, а) располагаются в осадке беспорядочно и при уплотнении не способны к ориентировке параллельно базисной плоскости кристаллов. Указанные условия переноса и накопления каолинита определяют весьма слабую способность каолиновых глин к ориентировке. Однако при переносе каолинита пресной водой на более значительное расстояние, когда происходит последовательное расслоение микроблоков минерала, могут формироваться глины с турбулентной и ламинарной микроструктурой.

Гидрослюды при уплотнении осадка ориентируются наиболее развитой базисной плоскостью (см. рис. 16, а) перпендикулярно к нагрузке вышележащих слоев. Способность микроблоков гидрослюды к параллельному расположению в уплотняющемся осадке обуславливает быструю ориентировку гидрослюдистых глин и образование в дальнейшем на стадии катагенеза сильно уплотненных глинистых пород.

Монтмориллонит, возникающий в результате раскристаллизации вулканического стекла, имеет глобулярное строение крупных микроагрегатов, которые являются отражением структуры исходного вулканогенного материала. Отдельные глобулы монтмориллонита состоят из очень мелких и, самое главное, тонких ультрамикроблоков (см. рис. 23, а), состоящих лишь из единичных элементарных слоев. При этом Na- и Са-монтмориллонитовые глины существенно различаются по строению микроблоков. Более высокая гидрофильность Na-катионов обуславливает разъединение в водной среде отдельных слоев на максимальное расстояние (1,9 нм), тогда как у Са-разновидности это расстояние несколько меньше. Важно подчеркнуть, что в процессе переноса ультрамикроблоки монтмориллонита, вследствие весьма слабой связи между отдельными слоями в структуре рассматриваемого минерала, легко расщепляются вплоть до элементарных слоев. Ввиду такой

высокой дисперсности (см. рис. 23, *a*) монтмориллонитовые глины отличаются меньшей степенью ориентировки, чем гидрослюды.

Хлориты имеют относительно небольшую толщину частиц, однако характеризуются довольно крупными размерами, в основном превышающими средний размер частиц гидрослюд. Отличительной особенностью частиц хлорита [11, 32] является их эластичность, что четко проявляется на растровых электронных микрофотографиях (см. рис. 23, *a*). В связи с неустойчивостью хлорита в зоне гипергенеза, в частности в корках выветривания, а также в процессе переноса его реками и накопления, особенно в пресных водоемах, роль аллотигенного хлорита в первичных глинистых осадках является в большинстве случаев весьма ограниченной. При быстром отжати из глинистых осадков в процессе их литификации подавляющей массы поровой воды, аутигенное образование хлорита в них, вплоть до стадии позднего катагенеза включительно, также происходит в ограниченных масштабах. При этом возникающие на ранних этапах литификации в крупных порах глинистых отложений друзы новообразованного хлорита в дальнейшем по мере повышения геостатического давления разрушаются, и отдельные частицы хлорита ориентируются перпендикулярно к нагрузке вышележащих толщ. Присутствие хлорита в рассматриваемых отложениях лишь в виде примеси и габитус его частиц, близкий к изометричным пластинкам гидрослюд, не оказывают существенного влияния на формирование в хлорит-гидрослюдистых разностях глинистых пород высокоориентированных микроструктур.

Все это показывает, что литификация глинистых осадков сопровождается значительным их изменением, в результате чего в зависимости от специфического строения микроблоков, свойственных отдельным типам глинистых минералов, глинистые породы приобретают различную степень ориентировки. При этом она практически отсутствует у каолиновых глин, переотложенных вблизи от источника сноса, и характеризуется наибольшим совершенством у гидрослюд.

### **Литификация песчано-алевритовых осадков**

Песчано-алевритовые осадки, в связи с жестким каркасом слагающих их в основном зерен кварца, уплотняются в значительно меньшей степени, поэтому для отложений указанного типа характерны сравнительно небольшое уменьшение объема и сохранение сформировавшимися породами на ранних стадиях их изменения высокой открытой пористости и проницаемости. Некоторое уменьшение объема указанных осадков на стадии диагенеза обусловлено действием на них последовательно увеличивающегося геостатического давления, в результате чего в песчано-алевритовых осадках происходит частичное перераспределение зерен обломочного материала, обуславливающее более плотное их взаимное расположение.

Благодаря жесткому каркасу, свойственному песчано-алевритовым осадкам, частицы аллотигенной глинистой примеси, накапливающейся в ряде случаев одновременно с грубозернистым материалом, независимо от типа тонкодисперсных минералов, располагаются в поровом пространстве указанных пород беспорядочно.

Приведенные данные показывают, что превращение глинистых и песчано-алевритовых осадков в породу протекает неодинаково. При этом наиболее существенным различием между ними является перераспределение содержащейся в первичных осадках воды. Из глинистых осадков основная масса воды вместе с содержащимися в ней компонентами последовательно удаляется. Жидкая фаза в таких породах остается лишь в замкнутых микропорах. В отличие от этого, песчано-алевритовые осадки аккумулируют выжимаемую из глин в той или иной степени минерализованную воду. Указанные различия в характере литификации глинистых и песчано-алевритовых осадков определяют в дальнейшем специфические особенности их постседиментационного преобразования. Поэтому при анализе закономерностей изменения глинистых минералов на стадиях диагенеза—катагенеза и, в меньшей степени, метагенеза необходимо дифференцированно рассматривать процессы, протекающие в глинистых и глинисто-карбонатных породах, с одной стороны, и в песчано-алевритовых и трещинно-карбонатных — с другой.

### 3. ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ГЛИНИСТЫХ И ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НА СТАДИИ КАТАГЕНЕЗА

В процессе постседиментационного изменения накопившихся глинистых осадков содержащиеся в них минералы, включая аллотигенные глинистые частицы, вступают во взаимодействие с растворенными и газообразными компонентами. Указанные компоненты, в зависимости, главным образом, от типа бассейна седиментации, в том или ином составе и количестве присутствуют в осадке и в дальнейшем во многом определяют особенности формирующейся из него породы.

Если со стадией диагенеза связан процесс превращения осадка в породу с сохранением в общих чертах тех особенностей глинистых минералов, которые обусловлены предшествующей историей их, вплоть до накопления в конечном водоеме, то дальнейшие преобразования рассматриваемых минералов в сформировавшейся породе относятся к стадиям катагенеза и метагенеза. Эти стадии, а также более дробные подразделения внутри отдельных крупных этапов литогенеза наиболее четко выделяются по степени изменения отражательной способности витринита в процессе метаморфизации углистых включений в осадочных породах.

В связи с удалением из глинистого осадка при его литификации большей части свободной воды, а также вследствие ориентировки микроблоков глинистых минералов, характеризующихся

резко выраженной псевдоизометричной формой частиц, перпендикулярно к нагрузке вышележащих толщ и соответственно резкого снижения проницаемости образующейся глинистой породы, частицы указанных минералов быстро теряют связь со средой осадконакопления. Взаимодействие с газово-водной средой бассейна седиментации ограничивается после уплотнения осадка лишь объемом дискретно распределенной в глинистой породе оставшейся поровой воды и растворенной в ней газовой фазы. Вследствие этого, частицы глинистых минералов, начиная с наиболее ранних этапов постседиментационного изменения, как бы консервируются. В дальнейшем, по мере погружения пород на все более значительные глубины, направленность процесса преобразования указанных минералов кардинально меняется. Вместо преобладающей в зоне гипергенеза деградации эндогенных слоистых силикатов (главным образом слюд и в меньших пределах хлоритов) происходит восстановление в тех или иных пределах первично утраченных ими свойств. Затем в зависимости от типа замещаемых катионов начинается аградация некоторых гипергенных минералов, возникших в корях выветривания.

Каолинит, в связи с весьма низкой обменной способностью, в процессе постседиментационного изменения пород на стадии раннего катагенеза ни аградации, ни деградации практически не подвергается (см. табл. 3). В дальнейшем, исходя из довольно быстрой дегидроксиляции структуры каолинита (см. рис. 4, а), сопровождающейся полным ее разрушением, содержание его, начиная со стадии жирных углей (Ж), т. е. в верхней зоне позднего катагенеза, как, например, в центральных районах Донецкого бассейна, резко снижается. Соответственно с тощей (Т) стадии он полностью исчезает, переходя в минералы со слюдистым типом структуры. Указанное преобразование, вследствие неоднородных Si-Al-тетраэдрических замещений при переходе от двухэтажного пакета каолинита к трехэтажному слюдистого типа, происходит через серию монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований. Это является одной из причин широкого развития их в породах на средних стадиях катагенетического преобразования последних. Следует, однако, иметь в виду, что в отдельных районах граница перехода каолинита в гидрослюду может значительно колебаться, в зависимости от химизма среды. Поэтому при накоплении каолинита в прибрежных зонах морских трансгрессирующих бассейнов, а тем более в континентальных (пресных) водоемах он будет характеризоваться длительной устойчивостью в процессе постседиментационного изменения пород. Отсюда следует, что этот минерал может сохраняться в весьма древних и глубоко погруженных отложениях, залегающих на глубинах около 3000 м, которые во многих регионах соответствуют зоне позднего катагенеза. По сравнению с указанными условиями, в отложениях нормально-морских бассейнов, особенно регрессивных этапов развития их, в том числе отшнурованных лагунных частей, каолинит способен изменяться с большей скоростью. При этом в среде,

обогащенной К и Na, он может при значительно более низких термобарических параметрах среды переходить в слюды, а в среде, богатой Са и Mg — через серпентиноподобные минералы в хлорит.

В процессе постседиментационного преобразования осадков аллотигенные гидрослюды с максимальной скоростью сорбируют К и относительно крупнопластинчатые и слабо деградированные разности (модификации  $2M_1$ ) в наибольшей степени восстанавливают первоначальные свойства. Это, как указано выше, связано с сохранением у слабо деградированных слюд свойственного им высокого межслоевого заряда, что обуславливает наличие у этих минералов так называемой «структурной памяти».

Однако, наиболее характерными для зоны гипергенеза являются более дисперсные и соответственно весьма интенсивно деградированные слюды, представляющие смесь собственно гидрослюд и смешанослойных образований с содержанием более 40 % разбухающих пакетов. Среди них могут быть выделены как разности с высоким межслоевым зарядом, т. е. обладающие «структурной памятью» и отличающиеся от крупнопластинчатых разностей лишь размером частиц (в связи с чем их можно отнести к средней степени деградации), так и разности с пониженным, по сравнению с исходными слюдами, отрицательным зарядом слоев, что связано с более глубоким изменением исходного материала.

Не претерпевая на стадии диагенеза и протокатагенеза существенных изменений, первая разновидность в зоне среднего катагенеза переходит в разновидность с менее чем 40 % лабильных пакетов (см. табл. 3). Это происходит вследствие повышения в этой зоне  $P$ , а главным образом,  $T$  среды в среднем до 105 °C [42], что обуславливает удаление из межслоевых промежутков их структуры одного из двух молекулярных слоев  $H_2O$ . При погружении пород на более значительные глубины, соответствующие зоне позднего катагенеза, деградированные слюды указанного типа, которым свойственны политипные модификации  $2M_1$  и  $1M$ , характеризуются последовательным снижением разбухающих пакетов до 20, а затем до менее 5 % (рис. 68), что сопровождается практически полным удалением второго молекулярного слоя  $H_2O$ . В этом случае в структуре могут оставаться лишь изолированные — «островковые» фрагменты указанного слоя молекул воды, локализующиеся в местах «дефектов» кристаллической решетки, в частности на участках с низким отрицательным зарядом, что препятствует в их пределах фиксации К.

Вторая разность, в структуре которой изменения затронули не только межслоевые промежутки, но и состав силикатных слоев, характеризующаяся более высокой дисперсностью, фиксирует К менее интенсивно. В связи с этим, на фоне общего прогрессирующего уменьшения с глубиной количества разбухающих слоев в структуре минералов слюдоподобного типа в отдельных толщах отмечаются отклонения от указанной закономерности. В частности, такие отклонения наиболее четко наблюдались нами при

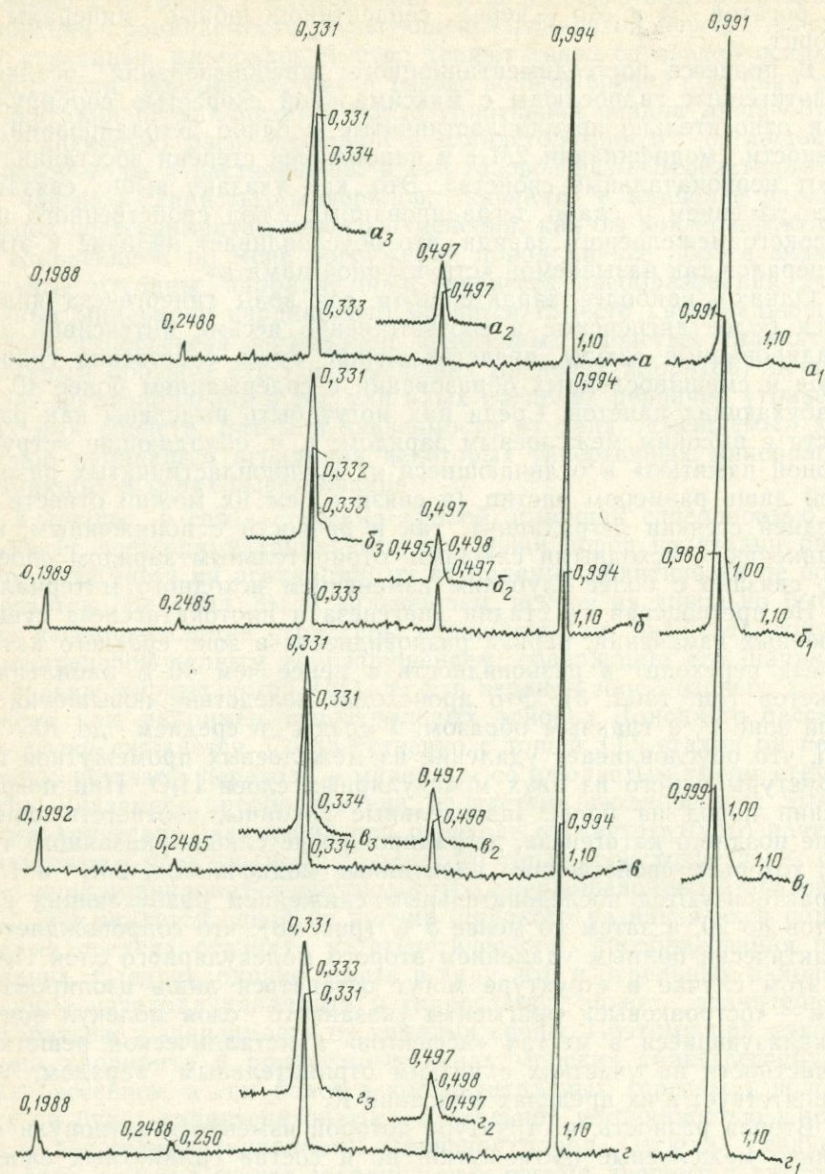


Рис. 68. Дифрактограммы темно-серых глинистых алевролитов (Охотский массив, сибеганская свита).

Усл. обозначения см. на рис. 12, а-г

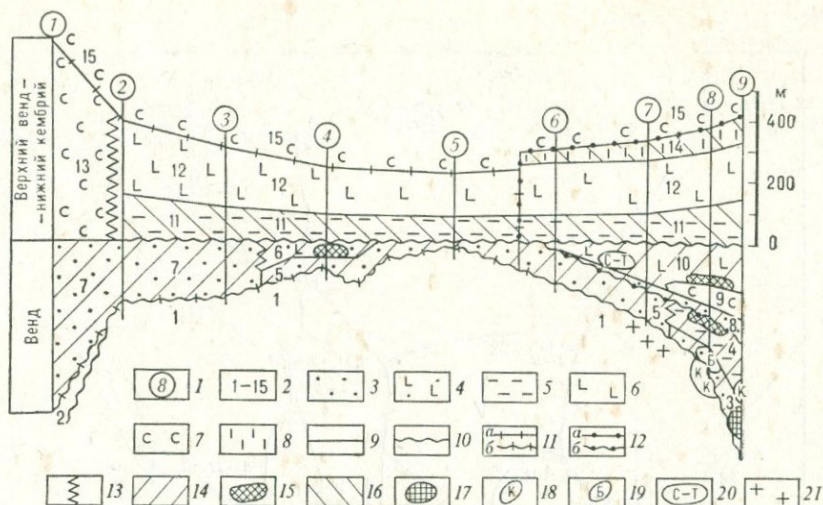


Рис. 69. Строение подсолевого комплекса в Юго-Восточной части Сибирской платформы, по Н. В. Мельникову, и распределение глинистых минералов в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях, по Д. Д. Котельникову:

1 — разрезы, использованные при построении профиля (см. рис. 70); 2 — стратиграфические подразделения (номера на разрезе): 1 — фундамент, 2 — рифей, 3—10 — свиты венда (3 — борулакская, 4 — бочугунорская, 5 — непская, 6 — тирская, 7 — чорская, 8 — ботубобинская, 9 — телгеспитская, 10 — аянская), 11—13 — свиты верхнего венда — нижнего кембрия (11 — катангская, 12 — окинская, 13 — бурдойская), 14, 15 — свиты нижнего кембрия (14 — осинская, 15 — усольская); 3—8 — отложения: 3 — терригенные, 4 — сульфатно-терригенно-доломитовые, 5 — глинисто-доломитовые, 6 — сульфатно-доломитовые, 7 — солено-доломитовые, 8 — карбонатные; 9 — границы свит; 10 — несогласие; 11—13 — границы; 11, а — мотской серии, 11, б — то же, совпадающая с несогласием, 12, а — иктехской серии, 12, б — то же, совпадающая с несогласием, 13 — фациальных замещений; 14—16 — главные ассоциации глинистых минералов: 14 — гидрослюда+монтмориллонит-гидрослюдистая смешанослойная фаза, к верхам толщ с хлоритом, 15 — то же, с хлорит-сапонитом, 16 — чередование ассоциаций 14 и 15; 17—21 — второстепенные ассоциации: 17—19 — содержащие гидрослуду, монтмориллонит-гидрослюдистую смешанослойную фазу и хлорит (17 — с примесью хлорит-сапонита, талька и магнезита, 18 — с примесью каолинита, 19 — с примесью бертьерина), 20 — сапонит, гидрослуда, хлорит и магнезит с примесью монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы, 21 — хлоритовые сланцы фундамента

изучении древнейших толщ (рифей, венд) осадочного чехла земной коры (рис. 69) в пределах Сибирской платформы (рис. 70). Например, в наиболее нижней части непской свиты-2 венда в разрезе Ванаварской скважины отложения, накапливавшиеся за счет переотложения весьма интенсивно разложенных продуктов выветривания (на что указывает присутствие аллотигенного каолинита в глинистых и существенно кварцевый состав песчано-алевритового материала в грубозернистых породах рассматриваемой свиты), характеризуются повышенным содержанием разбухающих пакетов в структуре смешанослойных фаз. В отличие от этого, вышележащие отложения, сформировавшиеся в результате накопления (судя по отсутствию каолинита и кварц-полевошпатовому составу грубозернистого материала) слабовыветрелых продуктов в областях сноса, отличаются от нижележащих пород как меньшим количеством лабильных пакетов в структуре смешанослойных образований, так и в целом более низким содержанием рассматриваемой фазы.

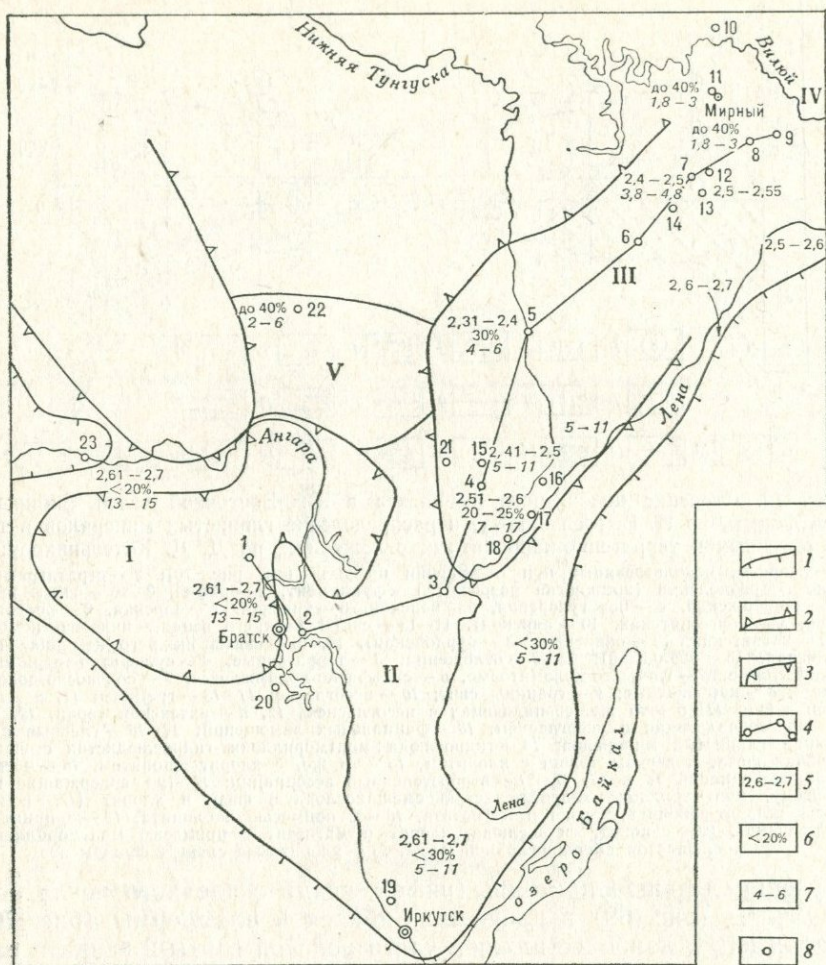


Рис. 70. Схема тектонического районирования и характеристика глинистых минералов юга Сибирской платформы.

Структурные зоны: I — Присяно-Енисейская синеклиза, II — Ангаро-Ленская ступень, III — Непско-Ботубобинская антеклизы, IV — седловина между Непско-Ботубобинской антеклизой и Сунтарским сводом, V — Катангская седловина.

1 — контур юга Сибирской платформы; 2—3 — контуры (2 — положительных структур, 3 — отрицательных); 4 — положение профиля (см. рис. 69), построенного по разрезам: 1 — Койвинская площадь, 2 — Братское месторождение, 3 — Усть-Кутская площадь, 4 — Яркинское месторождение, 5 — Преображенская площадь, 6 — Озерная площадь, 7 — Средне-Ботубобинское месторождение, 8 — Иктетская площадь, 9 — Верхне-Вилочанское месторождение); 5 — плотность пород, г/см<sup>3</sup>; 6 — количество разбухающих пакетов в структуре монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослоистого образования, %; 7 — значение ПШПВ 1-мн рефлекса, мм; 8 — расположение площадей, описанных в тексте (10 — Сольдюкарская, 11 — Мирнинская, 12 — Тойнохская, 13 — Хотого-Мурбайская, 14 — Бюкская, 15 — Волоконская, 16 — Карелинская, 17 — Криволукская, 18 — Марковская, 19 — Космическая, 20 — Леоновская, 21 — Токминская, 22 — Ванаварская, 23 — Богучанская)

Изменение в глинистых породах монтмориллонита вулканогенного происхождения вследствие свойственного ему низкого межслоевого заряда протекает, как это наблюдается в отложениях черкесской свиты среднего эоцена Центрального Предкавказья, медленнее (рис. 71, обр. II), чем деградированных слюд (рис. 71,

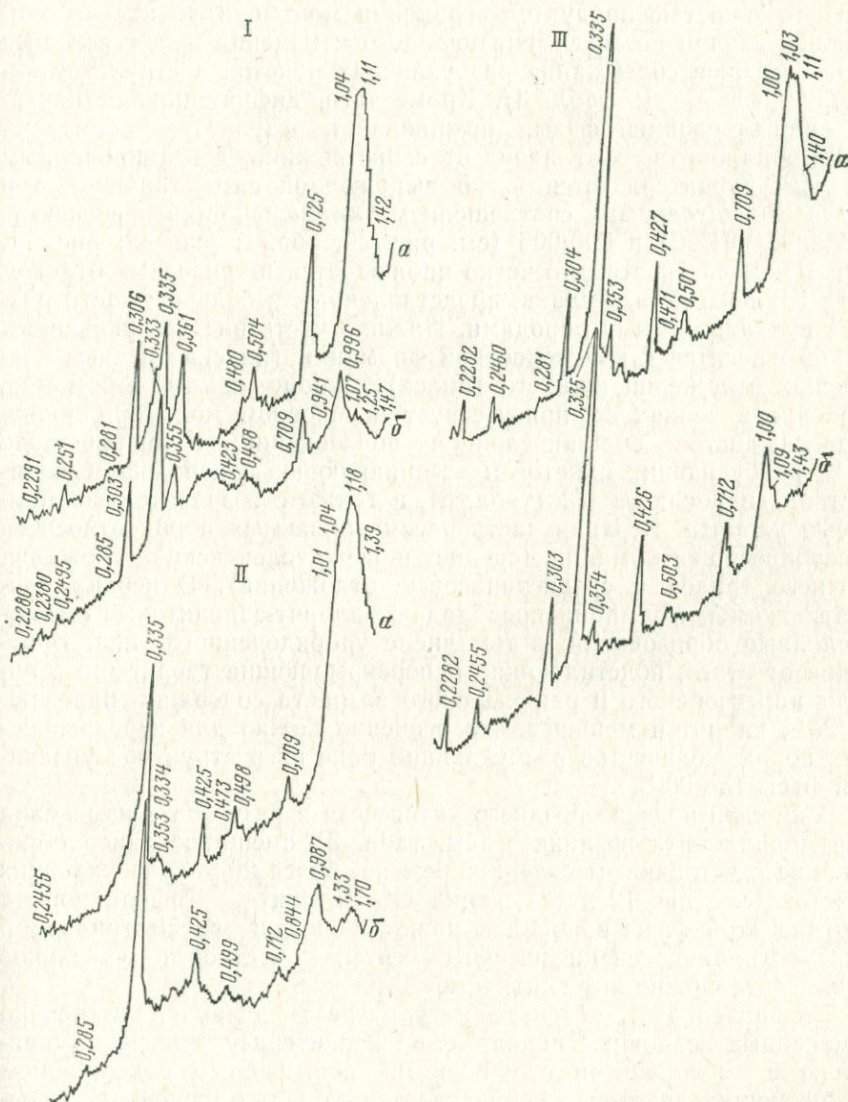


Рис. 71. Дифрактограммы палеоцен-эоценовых отложений по разрезу Лысогорской скв. № 1:

I — мергель, белоглинский горизонт верхнего эоцена (глуб. 846,9—850,4 м); II — аргиллит, черкесский горизонт среднего эоцена (глуб. 946,8 м); III — аргиллит алевроитистый, карбонатный, эльбурганский горизонт нижнего палеоцена (глуб. 1053 м).  
Усл. обозначения см. на рис. 12, а, б

обр. I и III), не только в обогащенных последними перекрывающих, но и, что самое важное, в подстилающих толщах.

Однако, начиная со стадии жирных (Ж) углей, например в карбониферных отложениях Донецкого бассейна, монтмориллонит исчезает, переходя в неупорядоченные смешанослойные образования. По сравнению с деградированными слюдами, отличительной особенностью продуктов аградации монтмориллонита на одинаковой стадии постседиментационного изменения пород является более высокое содержание разбухающих пакетов в структуре последней фазы (см. табл. 3). Кроме того, дифракционная картина смешанослойной фазы, возникшей в результате изменения монтмориллонита, в отличие от свойственной деградированным слюдам, характеризуется четко выраженной симметричностью и более значительным соотношением интенсивностей рефлексов, особенно 001/001 и 003/005 (см. рис. 40, обр. I; рис. 42; рис. 71, обр. II). В частности, это четко наблюдается в триасовых отложениях Южного Мангышлака, представленных в большей части разреза вулканогенными породами. Нижняя часть разреза указанных пород относится к красноцветной формации (индские и низы оленекских отложений нижнего триаса). В породах этой формации, особенно в верхах ее, присутствует в основном монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, содержащее до 40 % разбухающих пакетов и ассоциирующее с небольшим количеством гидрослюды 1М (табл. 5), а также с незначительной примесью хлорита. Верхняя часть рассматриваемых пород относится к сероцветной формации (средне- и верхнеоленекские отложения нижнего триаса и среднетриасовые отложения). В верхах рассматриваемой формации преобладают хлорит-сапонитовые смешанослойные образования, в том числе упорядоченного типа. В отличие от этого, подстилающие и перекрывающие терригенные породы палеозойского и раннеюрского возраста содержат гидрослюду 2М<sub>1</sub>, хлорит и меньше, что особенно важно для перекрывающих пород, количество разбухающих пакетов в структуре указанной фазы (до 30 %).

В нижней подзоне позднего катагенеза в результате изменения монтмориллонита возникает (см. табл. 3) смешанослойное образование с устойчивым содержанием не более 20 % разбухающих пакетов (см. рис. 12 и 43), типа К-бентонита. Дифракционная картина этой фазы в породах даже из низов рассматриваемой зоны сохраняет специфические черты, в частности указанное выше соотношение интенсивностей рефлексов.

Отсюда следует, что наличие в разрезах древних, интенсивно измененных осадочных пород, толщ, характеризующихся, по сравнению с вмещающими отложениями, повышенным содержанием разбухающих пакетов в структуре трехэтажных глинистых минералов, может быть связано с более интенсивным выветриванием слюдистых минералов на континенте, а, главным образом, с меньшей способностью фиксировать К лабильными слоями монтмориллонита вулканогенного происхождения. Следует обратить вни-

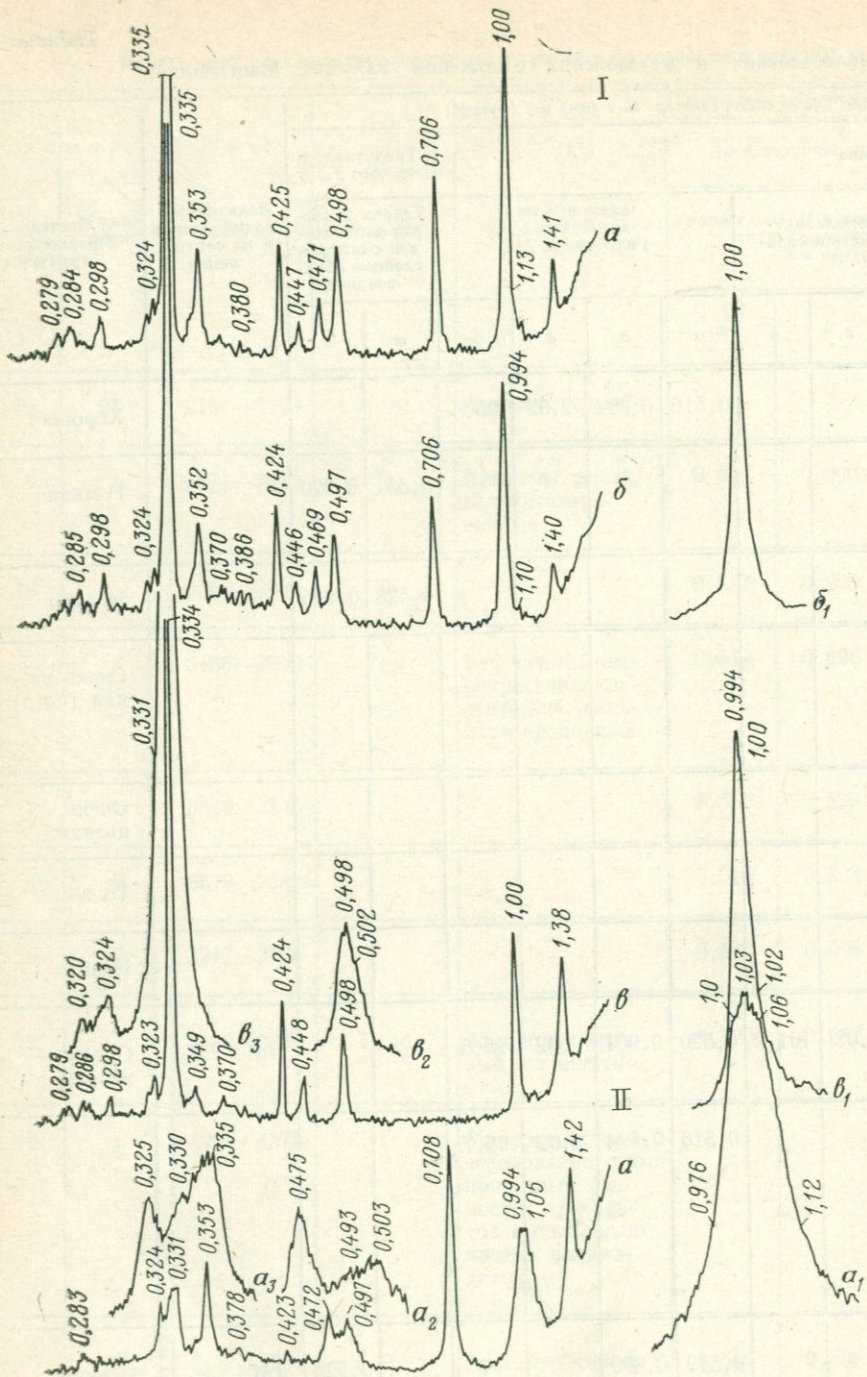
мание, что аномально разбухающие глинистые породы наблюдаются не только в осадочном чехле земной коры, но и в его фундаменте. В частности, верхние горизонты погребенных кор выветривания на кристаллических и метаморфических породах фундамента Сибирской платформы (см. рис. 69) также характеризуются в ряде случаев более высоким содержанием разбухающих слоев в глинистых трехэтажного типа минералах (рис. 72, обр. II), чем перекрывающие их собственно осадочные породы (рис. 72, обр. I). Важно подчеркнуть, что это проявляется даже при значительном постседиментационном изменении указанных пород, как, например, в разрезе архей-рифейских отложений Омолонского массива Юго-Востока СССР [21]. Такая аномальная картина связана с большей устойчивостью по отношению к постседиментационным процессам первично выветрелого материала при его залегании *in situ*. В этом случае при последующей трансгрессии морского бассейна и перекрытии зоны первичной денудации исходных пород водами седиментационного бассейна они характеризуются на ранних этапах существования относительным недостатком катионов, особенно К. Соответственно глинистые минералы, включая разности слюдоподобного типа, содержащиеся в выветрелых породах, при перекрытии их первыми порциями аллотигенного материала изолируются от дальнейших преобразований под действием последовательно меняющейся среды осадконакопления. В отличие от этого, трехэтажные минералы в осадках, сформировавшихся на частично размытой поверхности коры выветривания, испытывают различные физико-химические воздействия на всех стадиях литогенеза. Так, на ранних стадиях этого процесса (денудация) происходят обычно частичная механическая дифференциация, разупорядочение структуры слюдистых минералов и частичное растворение наиболее дисперсной части переотлагающегося материала, особенно характеризующегося присутствием слюдоподобных минералов менее устойчивой, чем  $2M_1$ , политической модификации  $1M$ . При этом с наибольшей интенсивностью деструкции подвергаются разности этого политипа с наименьшим углом моноклинности  $\beta$ , т. е. менее  $102^\circ$  (см. табл. 5). В результате этого, переотложенные продукты последовательно обогащаются наиболее устойчивым политипом  $2M_1$ . В дальнейшем при накоплении осадков в рассматриваемом бассейне на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза интенсивно протекают процессы катионного обмена, включая фиксацию К наиболее высокозарядными слоями трехэтажных разбухающих минералов. Указанный процесс на более поздних стадиях постседиментационного изменения сформировавшихся пород за счет повышения термобарических параметров среды значительно интенсифицируется и распространяется также на первично менее заряженные слои. Это связано с увеличением количества Al в тетраэдрических позициях по мере повышения pH среды при погружении пород в зоны, соответствующие более высоким грациям катагенеза. В целом вследствие более интенсивного термобарического воздействия в

## Результаты электронографического изучения фракции мельче 0,001 м

№ образца	№ скважины	Глубина, м	Возраст	Литологическая характеристика пород	Параметры элементар		
					Двюктаэдрического		
					Гидрослюда 1M и монт гидрослюдистое образо		
					a	b	
19	91	2100—2103	J	Аргиллит серый			
9a	1	2871—2876	T <sub>2</sub>	Аргиллит серый, кальцитизированный	0,520	0,900	
10	"	3065—3085	T <sub>2</sub>		0,517	0,896	
7	14	3186—3200	T <sub>1ol</sub>	Туф серый, витрокристаллокластический, кальцитизированный	0,517	0,896	
1	1	3540—3545			0,519	0,899	
46	9	3679—3683			0,516	0,894	
5	9	3717—3720			0,519	0,898	
12	1	3830—3841	T <sub>1ind</sub>	Алеврит крас- ный, глинистый	0,520	0,902	
18	"	4267—4275		Микрослоистое чередование крас- ноцветных раз- ностей аргилли- тов и сильногли- нистых алевро- литов			
16	25	4343—4347	P	Аргиллит серый, алевритистый	0,519	0,898	

## палеозойских и мезозойских отложений Южного Мангышлака

ных ячеек минералов: a, b, c (нм) и β (градус)								Политипные модификации и их соотношение	Степень совершенства структуры
типа				Триоктаэдрического типа					
мориллонит- смешанослой- вание		Гидрослюда 2M <sub>1</sub>				Хлорит и хлорит-сапонитовое смешанослойное образование			
c	β	a	b	c	β	a	b		
		0,516	0,894	2,02	95,8				Хорошая
						0,531	0,920		Низкая
						0,528	0,915		Низкая
									Очень низкая (по b)
									Очень низкая
									То же
									Низкая
1,02	101,2	0,520	0,901	2,02	95,5			1M > 2M <sub>1</sub>	Средне- низкая
		0,516	0,894	2,02	95,7				
		0,519	0,899				0,925	1M + 2M <sub>1</sub>	Низкая



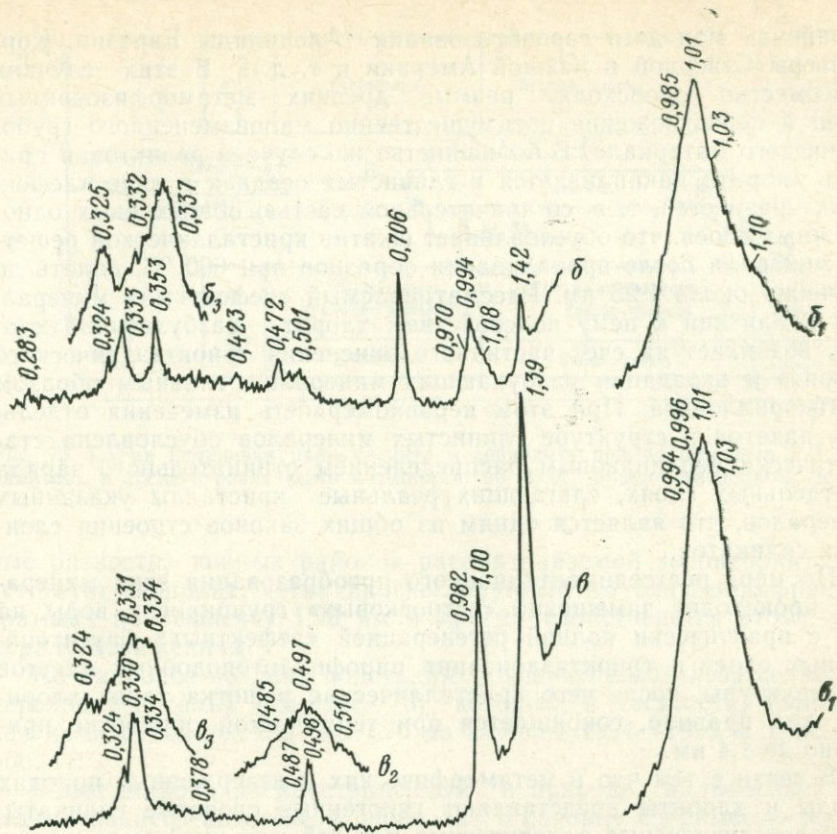


Рис. 72. Дифрактограммы алевролита глинистого, глуб. 2480—2482 м (I) и сильно выветрелого сланца хлорит-биотит-плагноклазового, глуб. 2490—2508 м (II), вскрытых на Волоконской площади:

а, а<sub>1</sub>—а<sub>3</sub> — воздушно-сухой образец; б — насыщенный этиленгликолем; б<sub>1</sub>—б<sub>3</sub> — насыщенный глицерином; в, в<sub>1</sub>—в<sub>3</sub> — прокаленный в течение 2 ч при 600 °С. Скорость вращения счетчика (2θ): а—в — 1°/мин, а<sub>1</sub>—в<sub>3</sub> — 0,125°/мин

течение указанных стадий на переотлагающийся материал монтмориллонит и продукты деградации слюд в большей степени, по сравнению с ранними стадиями преобразования осадков, фиксируют К. В результате этого они в конечном итоге переходят в менее разбухающие разности, чем их аналоги, присутствующие в остающихся на месте (элювиальных) продуктах выветривания. Замедляется также преобразование разбухающих минералов в пределах мощных однородных глинистых толщ, накопление которых происходило в зонах лавинной седиментации, в частности в дельтах; благодаря низкой проницаемости таких толщ, они обладают автоконсервирующей способностью.

Хлорит с достаточно совершенной структурой в существенном количестве поступает в бассейны осадконакопления только в областях нивального климата (Гренландия, Антарктида и др.) или

в районах молодого горообразования (Альпиниды Евразии, Кордильеры Северной и Южной Америки и т. д.). В этих случаях повсеместно происходят разрыв древних метаморфизованных толщ и переотложение преимущественно малоизмененного грубозернистого материала. В большинстве же случаев реликтовая примесь хлорита накапливается в глинистых осадках в виде «дефектных» разностей, т. е. со значительной частью обводненных одноэтажных слоев, что обуславливает сжатие кристаллической решетки минерала после прокалывания образцов при 600 °С, вплоть до значения около 1,25 нм. Рассматриваемый «дефектный» минерал, как и близкий к нему по свойствам хлорит — разбухающий хлорит, возникает за счет частичного окисления триоктаэдрического хлорита и аградации разбухающих минералов, главным образом монтмориллонита. При этом неравномерность изменения отдельных пакетов в структуре глинистых минералов обусловлена статистически неодинаковым распределением отрицательного заряда в отдельных слоях, слагающих реальные кристаллы указанных минералов, что является одним из общих законов строения слоистых силикатов.

По мере постседиментационного преобразования этих минералов происходит замещение «островковых» группировок воды на Mg с практически полной регенерацией «дефектных» бруситоподобных слоев и триоктаэдризация пиррофилитоподобных пакетов их структуры, после чего кристаллическая решетка таких хлоритов, как правило, сокращается при термической обработке примерно до 1,4 нм.

В связи с тем что в метаморфических и изверженных породах слюды и хлориты представляют гипогенные слоистые силикаты, их более дисперсные аллотигенные и в той или иной мере деградированные аналоги в фазовом отношении стабильны на всех этапах постседиментационного изменения пород. Эти минералы в процессе катагенеза претерпевают лишь ограниченные структурные изменения, связанные с последовательно развивающейся адсорбцией межслоевых и структурных катионов, что наряду с общей аградацией минералов обуславливает также некоторое увеличение магнезиальности хлорита.

Сепиолит и палыгорскит подвергаются деструкции при еще более низких термобарических параметрах среды. Так, сепиолит через стадию сапонита переходит на ранних этапах стадии позднего катагенеза в гидротальк или, точнее, тальк-сапонитовое смешанослойное образование типа алиеттита (рис. 73). Эта фаза с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов в ассоциации с магнезитом (см. рис. 44, обр. II) была установлена в отложениях поздневендского возраста в разрезе Ванаварской скв. № 1. Кроме того, близкая к ней фаза встречена в залегающих на глубине порядка 1250 м доломитах каменноугольного возраста северных районов Пермского Предуралья. В отличие от этого, в залегающих на глубинах до 1000 м и соответственно менее измененных известняках (представляющих, по-видимому, раздоломичен-

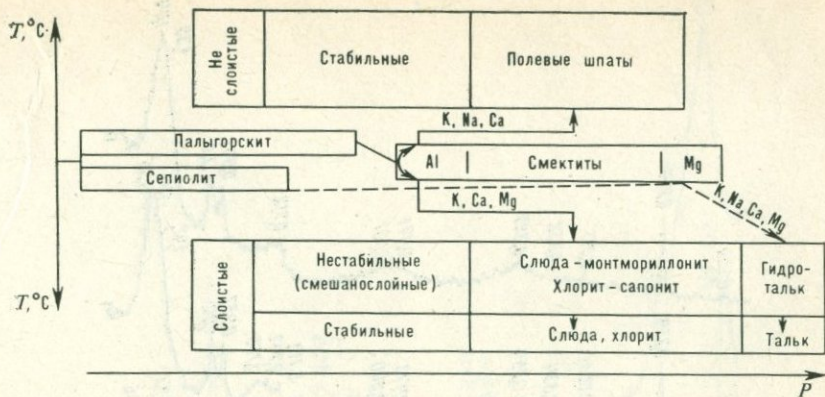


Рис. 73. Схема изменения палыгорскита и сепиолита при повышенных  $P$ - $T$  параметрах в среде с различными катионами, по В. А. Франк-Каменецкому и др. [37]

ные различия) южных районов рассматриваемой территории присутствует сепиолит, четко диагностируемый на рентген-дифрактограммах по рефлексу 1,23 нм и другим свойственным этому минералу отражениям.

На наиболее поздних подстадиях позднего катагенеза сепиолит переходит в тальк (см. рис. 73), который, в частности, установлен нами в Тойнохской скв. 670 на глубине 1994—1999 м (рис. 74, обр. I).

Более широко распространенный в природе палыгорскит на стадии раннего катагенеза переходит в сапонит с примесью монтмориллонита.

На стадии позднего катагенеза монтмориллонит, как промежуточная фаза изменения палыгорскита, переходит частично в хлорит-сапонитовое и монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образования (см. рис. 73). При этом диоктаэдрическая фаза, вследствие более слабой прочности связи воды в ее структуре, содержит меньшее количество лабильных пакетов, чем триоктаэдрическое смешанослойное образование. Возникновение хлорит-сапонита на относительно поздних стадиях катагенеза за счет трансформации неустойчивых при высоких термобарических параметрах среды минералов подчеркивается характером локализации его в глинистых породах и их алевритовых разностях. Так, рентгеноспектральное исследование (рис. 75) глинистых алевритов суктальминской свиты верхнего венда — нижнего кембрия показало на картинах сканирования равномерное распределение главных элементов (Mg, Fe, Si и Al), входящих в структуру рассматриваемого смешанослойного образования (рис. 75, в—е; рис. 76, б—д). Аналогичная закономерность свойственна также Si, Al, K и Ti (рис. 75, д—з; рис. 76, г—ж), относящимся к примеси диоктаэдрической гидрослюды  $2M_1$ , имеющей аллотигенное происхождение [11, 32]. В отличие от этого, триоктаэдрические

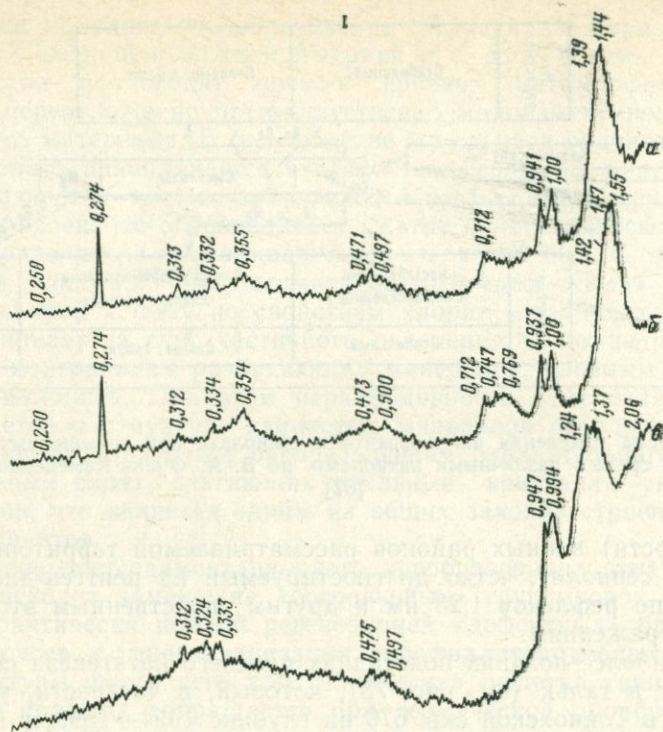
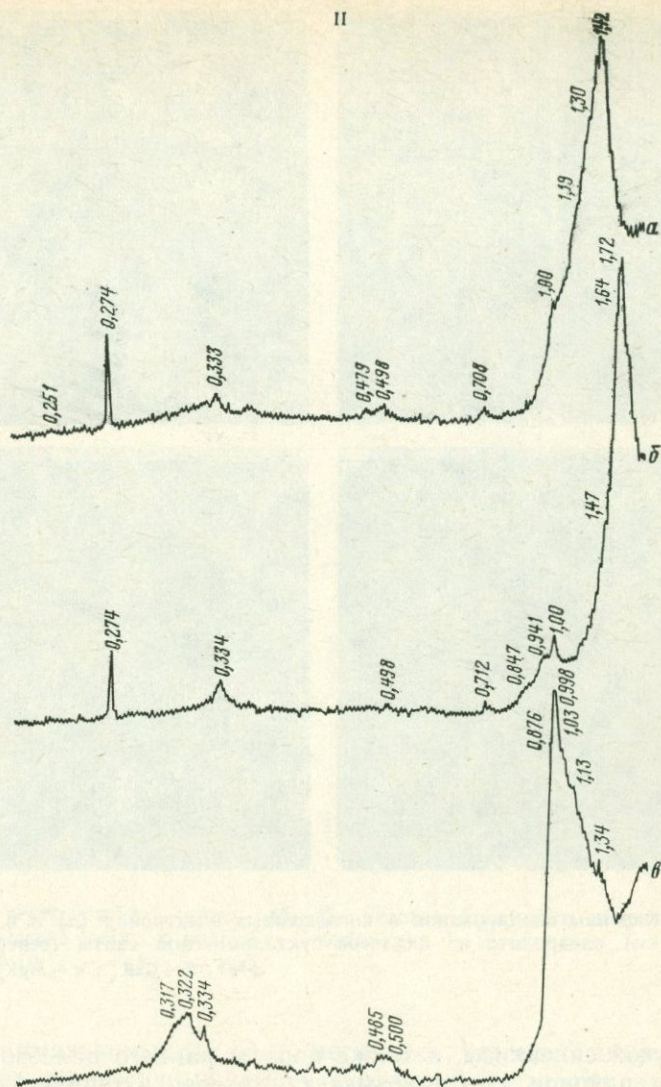


Рис. 74. Дифрактограммы глинистого алевролита, глуб. 1993,9—1999,2 м (I) и аргиллита, глуб. 2020,5—2033 м (II), вскрытых соответственно в скв. 670 на Тойнохской и в скв. 701 на Мирнинской площадях.

Усл. обозначения см. на рис. 66

слоистые силикаты ранней генерации (бертьерин и хлорит) локализируются по периферии порового пространства песчано-алевроитовых пород, а минерал поздней генерации — удлиненно-пластинчатая гидрослюда 1M заполняет остающуюся после выделения указанных выше минералов центральную часть пор. Отсюда следует, что дискретное распределение в породах как гидрослюды 2M<sub>1</sub>, так и хлорит-сапонита с несомненностью свидетельствует, что в процессе постседиментационного преобразования содержащихся в них протоминералов происходила лишь твердофазовая трансформация последних.

Необходимо отметить, что по мере увеличения степени постседиментационного преобразования пород диоктаэдрические смешанослойные образования, ассоциирующие с весьма устойчивыми в широком диапазоне термобарических параметров среды упорядоченными хлорит-сапонитами, в отличие от последних характеризуются закономерным уменьшением количества разбухающих пакетов. Так, развитые в верхней части упомянутой выше сероцветной формации большей части нижнего, а также среднего



триаса Южного Мангышлака хлорит-сапониты ассоциируют с монтмориллонит-гидролюдистой смешанослойной фазой, содержащей более значительное количество лабильных пакетов, чем, например, аналогичная фаза в докембрийских отложениях.

В глинисто-карбонатных породах (мергелях) трехэтажные минералы диоктаэдрического типа характеризуются слабой разбухаемостью, хотя вмещающие терригенные породы могут содержать сильно разбухающие глинистые минералы. Примером этого могут служить мергели белоглинского горизонта верхнего эоцена в пределах Предкавказья [32], пермские отложения на территории

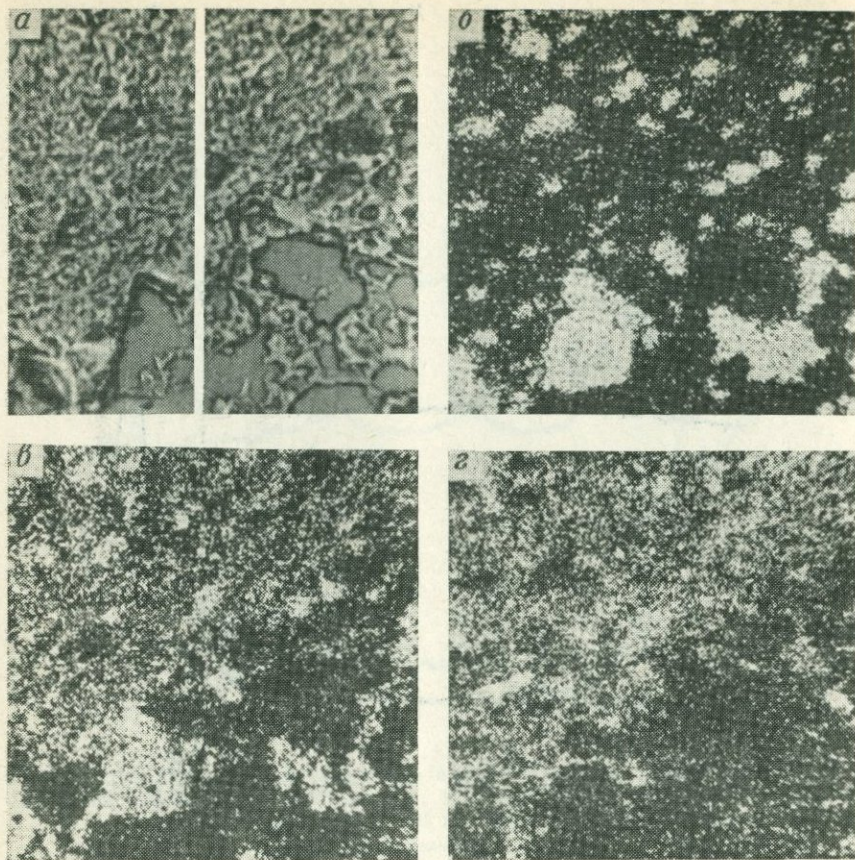
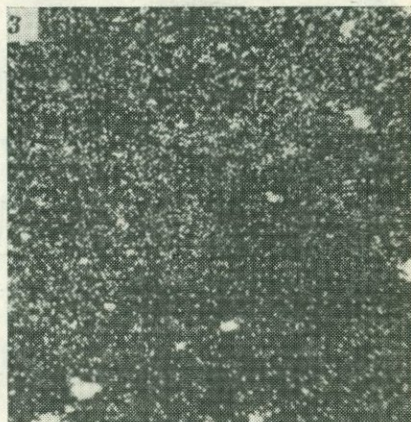
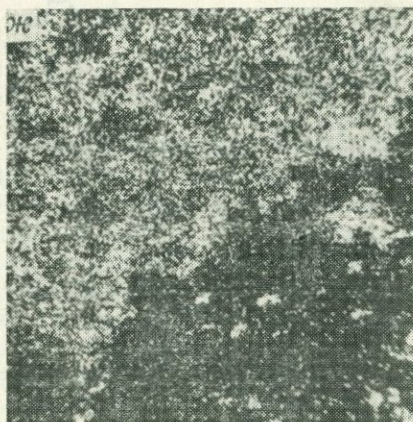
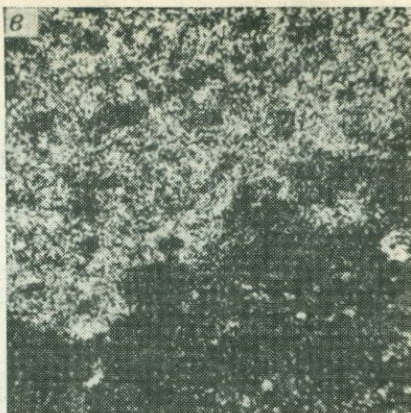
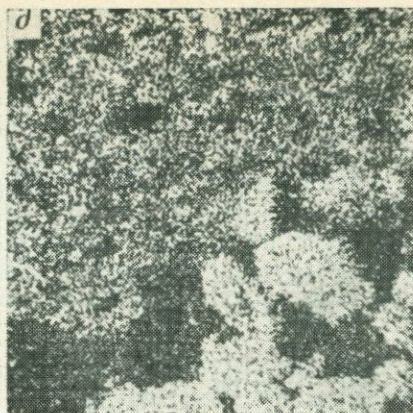


Рис. 75. Картины сканирования в поглощенных электронах (а) и в характеристическом (б-г) алеволита из аналогов суктальминской свиты (северо-западная Якутия,  $\times 650$  мкм)  
 а —  $e^+$ , б —  $CaK_{\alpha}$ , в —  $MgK_{\alpha}$ , г —  $FeK_{\alpha}$ .

Московской синеклизы, а также породы раннего палеозоя Якутии и других районов. Это показывает, что если в терригенных породах аградация монтмориллонита вулканогенного происхождения или частичное восстановление первичных свойств деградированными слюдами определяется в основном  $P$ , и особенно  $T$ , среды, то в терригенно-карбонатных отложениях главным фактором становится  $X$  бассейна. Поэтому снижение содержания разбухающих пакетов в структуре трехэтажных минералов в глинисто-карбонатных породах будет происходить на меньших глубинах, чем в собственно терригенных отложениях.

Масштабы изменений глинистых минералов в глинисто-карбонатных и глинистых породах, несмотря на интенсивное уплотнение и отжатие, особенно из последних, насыщающих первичный



стических рентгеновских лучах (б—з) участка базального цемента (650× часть Енисейского кряжа в районе р. Столбовая):

а —  $\text{SiK}_\alpha$ , б —  $\text{AlK}_\alpha$ , ж —  $\text{KK}_\alpha$ , з —  $\text{TK}_\alpha$

осадок седиментационных вод, несколько интенсифицируются в отложениях регрессивных частей циклов. В частности, это обуславливает образование в отложениях указанного типа упорядоченных хлорит-сапонитов (см. табл. 3). К регрессивным частям циклов морского литогенеза приурочено также повышенное содержание хлорита, в связи с чем высказанное в 1978 г. мнение И. Д. Зхуса о близком количественном содержании хлорита в сильно измененных породах как морского, так и континентального происхождения следует считать недостаточно справедливым. На фоне основного — климатического фактора, определяющего закономерности накопления глинистых и глинисто-карбонатных осадков, гидрохимическая унаследованность условий осадконакопления, как показывают наблюдения, также накладывает специфиче-

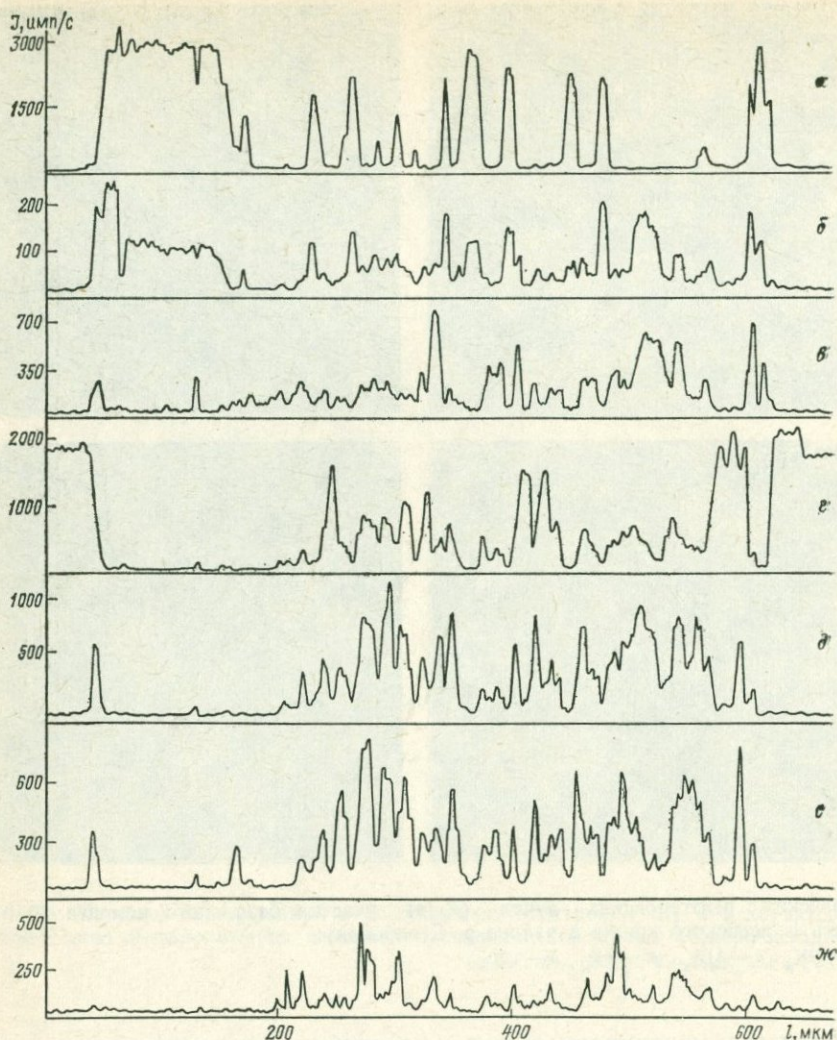


Рис. 76. Концентрационные кривые по линии сканирования снизу—вверх (см. рис. 75, а):  
 а — Ca, б — Mg, в — Fe, г — Si, д — Al, е — K, ж — Ti

ский отпечаток не только на фазовый состав и количественное соотношение отдельных минералов, но и на их кристаллохимические и структурные особенности. Это, как и другие рассмотренные выше факторы, также нарушает общую последовательность уменьшения с глубиной содержания разбухающих пакетов в структуре трехэтажных минералов диоктаэдрического типа. Кроме того, ди- и триоктаэдрические минералы в породах, находящихся на одинаковых стадиях постседиментационного изменения,

характеризуются различным содержанием лабильных межслоевых промежутков в их структуре. Это относится не только к смешанослойным образованиям, среди которых хлорит-сапониты упорядоченного типа, содержащие 50 % как разбухающих, так и неразбухающих пакетов (см. рис. 46), остаются устойчивыми на весьма больших глубинах, но и к собственно сапониту. Так, в пределах Мирнинского свода Сибирской платформы в прослоях, обогащенных магнезитом, которые залегают в толще ангидратизированных доломитов венда, как, например, в интервале 2026—2033 м Мирнинской скв. 701, сапонит полностью сохранил способность к разбуханию (см. рис. 74, обр. II).

#### 4. ИЗМЕНЕНИЕ И АУТИГЕННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ НА СТАДИИ КАТАГЕНЕЗА

##### Значение унаследованности гидрохимических условий осадконакопления

При накоплении глинистых и глинисто-карбонатных отложений, наряду с доминирующим значением климатического фактора, условия переноса и гидрохимическая обстановка седиментационных бассейнов также в определенной степени влияют на их структурные и кристаллохимические особенности. В дальнейшем, несмотря на последовательное удаление из этих отложений главнейшей минералообразующей фазы — поровой воды, характер среды осадконакопления сохраняется в них, вплоть до наиболее поздних стадий катагенеза. Однако в наибольшей степени роль гидрохимического фактора проявляется в проницаемых песчано-алевритовых породах, в которых он может характеризоваться либо унаследованностью от среды осадконакопления (в осадочно-породных бассейнах элизионного типа), либо поступлением вадозных вод (в осадочно-породных бассейнах инфильтрационного типа). В породах рассматриваемого типа не только сохраняются седиментационные воды, но и накапливаются выжимаемые из глин различные по составу и минерализации поровые растворы. Отсюда следует, что гидрохимические особенности среды являются одной из важнейших характеристик, обуславливающих дальнейший характер изменения в песчано-алевритовых породах алотигенных глинистых минералов, а также образование и последующие трансформации их аутигенных разностей. В то же время полного тождества среды на стадиях седиментогенеза, литификации осадка и на последующих этапах преобразования сформировавшейся из него породы даже при унаследованном характере ее не существует. В течение указанных этапов литогенеза такие параметры среды, как состав и минерализация поровых вод, значения рН и Eh меняются. Несмотря на это, рассматриваемые породы, в зависимости от granulометрии и пространственной локали-

зации, могут в определенной степени наследовать основные черты первичных вод.

Глинистые минералы в песчано-алевритовых породах наиболее полно отражают условия седиментации только при условии линзовидного залегания последних среди вмещающих непроницаемых толщ. В этом случае седиментационные поровые воды, насыщающие такие локальные проницаемые тела, не имея возможности обмена с внешними водными источниками, консервируются и сохраняют в общем близкую к первичной характеристику. Изменения в этом случае связаны лишь с выжиманием поровых вод из вмещающих глинистых осадков при их уплотнении, а также с дополнительным растворением некоторых компонентов глинистых и песчано-алевритовых пород и перераспределением катионов между компонентами пород и водной средой в условиях повышенных термобарических параметров ее, сопровождающих процесс постседиментационного изменения осадочных образований.

В мощных песчано-алевритовых толщах, имеющих постоянную связь с областями питания и разгрузки, т. е. характеризующихся промывным режимом, состав и минерализация пластовых вод могут меняться и не отражать условий среды осадконакопления. Например, в результате этого в сильно измененных песчано-алевритовых породах континентального происхождения, как, например, в отложениях нижней юры и нижнего байоса средней юры Гиссарского хребта и его отрогов, развивается гидрослюдистый цемент в виде удлиненных пластинок, образование которых характерно для среды, обогащенной  $K$ , что свойственно в целом водам открытых морей и океанов. Цемент указанного типа широко развит также в синхронных породах Западной Сибири, которые, согласно данным С. А. Лебедева и др. [2], представляют осадки континентальных фаций. В противоположность этому, в ряде случаев в песчаных пластах рассматриваемого типа, накапливавшихся в различных зонах морских бассейнов, в дальнейшем по первичному цементу, представленному в разной степени деградированной гидрослюдой либо монтмориллонитом, развивается каолинитовый цемент, как, например, по данным Р. С. Сахибгареева [2], в меловых отложениях Западной Сибири, а также, по нашим данным, в нижнемеловых отложениях Предкавказья. Кроме того, в ряде случаев за счет замещения аллотигенного каолинита образуется бертьериновый цемент, в частности в девонских отложениях Волгоградского Правобережья и в докембрийских отложениях Енисейского кряжа.

Отсюда следует, что глинистые минералы в песчано-алевритовых породах, в отличие от глин, не всегда отражают черты среды осадконакопления. Вследствие этого, для оценки масштабов влияния степени унаследованности среды осадконакопления на характер постседиментационного изменения песчано-алевритовых пород и соответственно для выяснения особенностей локализации указанных пород (выдержанных на большой площади или имеющих линзовидное залегание) в каждом случае необходимо проводить

тщательное сопоставление ассоциаций глинистых минералов в проницаемых породах и вмещающих их глинистых толщах. В случае наличия в разрезах различных по гранулометрии проницаемых пород следует изучать глинистые минералы во всех разностях пород. При этом интенсивность развития вторичного глинистого цемента в рассматриваемых породах зависит от гранулярного состава, в максимальной степени проявляясь вначале в алевролитах, что связано с низкой скоростью движения или даже застойным режимом содержащихся в них пластовых вод — необходимым условием коагуляции (Al, Fe<sup>3+</sup>)- и (Mg, Fe<sup>2+</sup>)-кремневых гелей. В отличие от этого, в песчаниках процессы аутигенеза максимальную интенсивность получают на более поздних стадиях изменения пород, когда за счет погружения пород на большие глубины в зону затрудненного водообмена в них также может происходить кристаллизация новых фаз в соответствии с *P*, *T* и *X* среды минералообразования.

Важное значение при выяснении влияния гидрохимической унаследованности среды на особенности аутигенного минералообразования в проницаемых породах имеет анализ цикличности осадко-накопления [12].

Так, в течение трансгрессивных частей циклов в связи с непрерывной тенденцией расширения бассейна и последовательным удалением источников сноса, накапливаются все более тонкозернистые осадки, которые содержат глинистые минералы, поступающие в основном из областей сноса. В этом случае открытым бассейнам (сообщающимся с Мировым Океаном) свойственно относительно повышенное содержание К (не считая прибрежных опресненных их частей) и невысокое количество Mg, однако, в целом превышающее К примерно в 5 раз.

На стадии диагенеза — раннего катагенеза в сформировавшихся породах происходит лишь аградация монтмориллонита и частичное восстановление первичных свойств деградированными слюдами, а также образование таких аутигенных глинистых минералов, как глауконит и, частично, ди-триоктаэдрический хлорит.

В регрессивную часть цикла по мере отступления бассейна происходит его дифференциация, что обуславливает возникновение частично или полностью изолированных участков с иным составом вод, отличающихся, как правило, увеличением содержания в их составе Mg и снижением К. В связи с этим, по мере приближения источников сноса к зонам седиментации на участках, где ранее отлагались тонкодисперсные осадки, накапливаются более грубозернистые их разности, что приводит к интенсивному развитию на стадии диагенеза — раннего катагенеза в поровом пространстве последних Fe-, а позднее Mg-Fe-хлорита (см. табл. 3).

Максимальное развитие аутигенное минералообразование получает на стадии среднего катагенеза. На этой стадии из семейства минералов с двухэтажной структурой возникают каолинит и бертьерин. Соответственно, в связи с тем что на этой стадии остаются относительно устойчивыми различные минералы разбу-

хающего типа, из вторичных минералов с трехэтажной структурой в песчано-алевритовых породах возникает только удлинненно-чешуйчатая разновидность монтмориллонита (см. рис. 23, б). Так, песчано-алевритовые отложения раннекаменноугольного возраста Восточно-Европейской платформы, накапливавшиеся в континентальных условиях и находящиеся на рассматриваемой стадии катагенеза, содержат, особенно в западной — наименее погруженной части их распространения, преимущественно каолинит, представленный мелкокристаллической разновидностью [32].

В свою очередь, в синхронных песчано-алевритовых отложениях морских фаций внешних частей шельфа восточных районов Восточно-Европейской платформы, в пределах которых указанные отложения погружены на относительно большие глубины (порядка 1000—1500 м), получает развитие удлинненно-чешуйчатый монтмориллонит.

Индивиды монтмориллонита этого генетического типа отличаются очень малой шириной при довольно значительной длине (отношение 1 : 20). Возникают они в виде закономерных плоско-параллельных, в плоскости (*ab*), сростков удлинненных частиц (см. рис. 23, б), причем каждый из этих листоподобных сростков расположен по отношению к выше- или нижележащим со смещением на 60 (120)°. В геохимическом отношении среда образования этой разновидности монтмориллонита, судя по наличию в его составе до 2 %  $K_2O$  [32], отличается довольно высоким содержанием этого компонента в пластовых водах, что подчеркивает (при унаследованной среде осадконакопления) морские условия накопления содержащих рассматриваемый минерал проницаемых отложений.

Необходимо отметить, что в глинистых породах аналогичных фаций также содержится близкое по структурным особенностям монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование, которое, однако, характеризуется псевдоизометричной формой микроагрегатов, состоящих из ультрамикроблоков рассматриваемого минерала. В отличие от этого в западных районах, где нижнекаменноугольные отложения залегают в настоящее время на сравнительно небольших глубинах и не подвергались ранее значительным погружениям, в ряде толщ присутствует собственно монтмориллонит, который как в глинистых, так и, что наиболее важно, в песчано-алевритовых породах характеризуется исключительно псевдоизометричной формой ультрамикроблоков, что свидетельствует о его переотложенном — аллотигенном происхождении. Это показывает, что из рассмотренных разновидностей диоктаэдрических глинистых минералов раньше возникает каолинит.

Каолинит в виде новообразований, соответствующих стадии среднего катагенеза, может заполнять не только поры песчано-алевритовых пород, но и прожилки в трещинных породах, особенно в угленосных формациях, как, например, в подугольных пластах Воркутинского бассейна, которые, независимо от литологического типа, характеризуются кислой средой. В то же время развитие вторичного монтмориллонита наблюдается в трещинах карбонат-

ных и глинисто-карбонатных пород, т. е. в условиях щелочной среды. В частности, образование тонких прожилков удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита наблюдалось нами в верхнемеловых породах Восточного Крыма.

Кроме развития в древних песчано-алевритовых породах, аналогичный по морфологической характеристике удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит установлен также в продуктах изменения базальтов океанической (симатической) коры, вскрытых бурением с судна «Гломар Челленджер» в северо-восточной части Атлантического океана. Появление этого монтмориллонита наблюдается в пористых терригенных отложениях, начиная с 200 м от дна, в скважинах, пробуренных на глубину порядка 500 м. При этом вниз по разрезу, в связи с высоким межслоевым зарядом указанной разновидности монтмориллонита, наблюдается довольно интенсивная фиксация К межслоевыми промежутками его структуры, что сопровождается также увеличением размеров удлиненных частиц. Развитие удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита в осадочном чехле земной коры преимущественно в отложениях не древнее верхнего палеозоя и указанные выше структурные особенности этого минерала с достаточной убедительностью свидетельствуют, что термобарические условия его возникновения соответствуют среднему катагенезу.

На стадии позднего катагенеза в структуре аутигенных минералов трехэтажного типа с удлиненной формой частиц содержание разбухающих пакетов не более 40 %, вследствие чего отмечается определенная тенденция к упорядоченному чередованию их с неразбухающими. Уменьшение содержания разбухающих пакетов в структуре трехэтажных минералов сопровождается одновременным увеличением их размеров и повышением содержания К в межслоях. В результате этого такие минералы путем аградационных процессов трансформируются в удлиненно-пластинчатую гидрослюду, после чего аутигенное образование в порах песчано-алевритовых и трещинах карбонатных пород затухает. Практически полное заполнение на этой стадии свободного пространства первично проницаемых пород аутигенными минералами глинистого, а в ряде случаев и неглинистого типа, включая вторичное окварцевание пород (см. табл. 3), приводит к резкому снижению значений их пористости и проницаемости. Вследствие указанных процессов емкостные и фильтрационные свойства песчано-алевритовых пород (тонкая линия), по данным Б. К. Прошлякова [28], сближаются с аналогичными параметрами (пунктирная линия) залегающих на тех же глубинах глинистых пород (рис. 77).

Наиболее важное значение для образования удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита и удлиненно-пластинчатой гидрослюды имеет источник К. В случае унаследованного характера нормально морских условий среды осадконакопления калий, входящий в структуру этих минералов, особенно указанной разновидности гидрослюды, заимствуется из погребенных седиментационных вод. Одновременно с этим существенным источником К могут быть не-

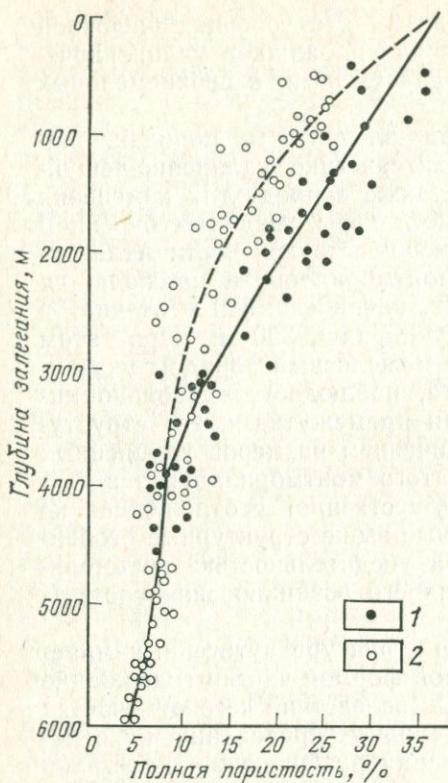


Рис. 77. Зависимость полной пористости песчано-алевритовых (1) и глинистых (2) пород от глубины их залегания, по Б. К. Прошлякову [28]

продукты выветривания в основном кислых и средних пород, которые в наибольшем количестве содержат калиевые минералы.

Удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит (см. рис. 23, б) и удлиненно-пластинчатая гидрослюда представляет собой отдельные члены непрерывной последовательности новообразований (см. рис. 16, б), каждый из которых независимо возникает при определенных гидрохимических и термобарических условиях среды, характеризуясь различным содержанием К и соответственно неодинаковым количеством разбухающих пакетов в их структуре. При этом крайним представителем указанного ряда является удлиненно-пластинчатая гидрослюда с пирамидальными, под углом 60 (120°), окончаниями частиц, которая была выделена ранее, как «сарошпатоцит» [41]. Появление удлиненно-пластинчатой гидрослюда в песчано-алевритовых породах совпадает с резким снижением содержания аллотигенной разновидности монтмориллонита в глинистых породах и позволяет считать, что для образования указанной выше разновидности гидрослюд требуются более

устойчивые в осадочных породах триоктаэдрические слюды в основном типа биотита. При этом триоктаэдрические минералы слюдистого типа в процессе их преобразования в осадках и сформировавшихся из них осадочных породах переходят в окислительной обстановке (через серию промежуточных фаз и частичного разложения аллотигенного материала) в диоктаэдрическую гидрослуду и ассоциирующую с ней смешанослойную фазу, а в восстановительной среде из продуктов разложения исходного материала, кроме того, образуется триоктаэдрический хлорит. Освобождающийся в этом случае из структуры биотита К ассимилируется в дальнейшем образующейся аутигенной гидрослудой. Некоторая часть К занимает гидрослудой из продуктов разложения К-полевых шпатов. Источником К для образования разностей монтмориллонита и гидрослюда с удлиненной формой частиц могут быть также выносимые из кор и поступающие в глубоководные проницаемые пласты растворенные

высокие термобарические условия, чем для удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита. В то же время весьма частая ассоциация каолинита с удлиненно-пластинчатой гидрослюдой показывает, что диапазон существования каолинита весьма широк, включая (см. табл. 3) почти весь интервал катагенеза, тогда как нижний предел образования и существования диоктаэдрического монтмориллонита ограничивается только стадией среднего катагенеза. В этом отношении необходимо отметить, что мнение В. Д. Шутова и др. об аутигенном образовании всех глинистых минералов, включая гидрослуду, на стадии начального катагенеза является недостаточно обоснованными.

Процессы аутигенного минералообразования в древних сильно измененных песчано-алевритовых породах, соответствующих стадии позднего катагенеза, в целом приводит к максимальному повышению в них роли вторичного цемента. Однако в зависимости от гранулометрических особенностей указанных пород и фациальных условий накопления соответствующих им осадков, в том числе содержания в них органического вещества, так же как и на более ранних стадиях постседиментационного изменения, эти процессы протекают неодинаково и новообразованные продукты относятся к разным минеральным видам.

Так, например, в базальных крупнозернистых песчаниках пашийской свиты франского яруса юго-восточных районов Татарской АССР преобладает аллотигенный частично регенерированный каолинит с небольшой примесью аутигенной гидрослюды. В вышележащих алевролитах удлиненно-пластинчатая гидрослюда становится преобладающей частью цемента, тогда как содержание каолинита резко снижается. Соответственно аргиллиты кыновской свиты содержат изометрично-пластинчатую гидрослуду с более высокой, чем в алевролитах, примесью аллотигенного каолинита. Указанное различие в содержании каолинита связано с тем, что на стадии среднего катагенеза процесс преобразования указанного минерала в песчано-алевритовых отложениях, накапливавшихся в морском бассейне, происходит быстрее, чем в глинистых породах, в которых он консервируется, так как поровая вода в них занимает по отношению к минеральной части породы весьма небольшой объем и распределена дискретно. Отсюда следует, что при накоплении осадков в морских условиях в дальнейшем на одинаковых стадиях их постседиментационного преобразования в глинистых породах каолинит характеризуется большей устойчивостью, чем в песчано-алевритовых отложениях (с унаследованным от бассейна седиментации составом пластовых вод в последних).

Приуроченность аутигенного минералообразования в основном к алевролитам наблюдается и в отложениях нючалинской свиты среднего рифея Омолонского массива на Северо-Востоке СССР [21]. В этом случае в песчаниках и аргиллитах содержится аллотигенная гидрослюда лишь с небольшой примесью аутигенного хлорита. В свою очередь, в алевролитах максимальное развитие

получает Mg-Fe-хлорит, ассоциирующий с подчиненной примесью аллотигенной гидрослюда.

Различная природа новообразований в указанных отложениях связана с накоплением их в специфических для каждого района фациальных условиях. Осадконакопление в раннефранское время на территории юго-восточной части Татарской АССР протекало в трансгрессирующем морском бассейне. При этом песчаники базальных слоев пашийской свиты юго-восточной части Татарской АССР связаны с накоплением осадков в опресненных — придельтовых частях морского бассейна. Слабое развитие аутигенных минералов в этих песчаниках является прямым следствием низкой минерализации унаследованных от прибрежной части бассейна вод, насыщающих эти породы. В алевритовых отложениях, накапливавшихся в пределах внешней зоны шельфа, при сохранении унаследованного от бассейна седиментации состава нормально морских, обогащенных К, вод в поровом пространстве указанных пород на стадии позднего катагенеза возникла удлиненно-пластинчатая — аутигенная гидрослюда. В свою очередь, в среднерифейское время на территории Омолонского массива накопление осадков, содержащих в основном образовавшиеся на континенте по биотиту гидрослуду IM и монтмориллонит-гидрослудистую смешанослойную фазу, происходило вначале в пресноводных локальных водоемах с весьма низким содержанием как К, так и Mg. Однако в дальнейшем из более нижних горизонтов кор выветривания, развитых в отдельных районах не только на гранитах, но и на гнейсах и сланцах архея, поступали реликтовые фемические минералы. За счет их разложения в алевритовых осадках, а также застойного характера вод, т. е. в закрытой системе с восстановительной обстановкой, в поровом пространстве этих менее проницаемых, чем песчаные разности, отложений еще на стадии среднего катагенеза развивался хлорит. Все это показывает, что при отсутствии исходных компонентов, необходимых для образования указанного минерала в песчаных породах, этот процесс может иметь весьма ограниченные масштабы даже на весьма поздних стадиях их преобразования.

Максимальное проявление процессов минералообразования именно в алевролитах отмечается также Б. А. Лебедевым и др. [2] для мезозойских отложений Западной Сибири. Соответственно в трещинах карбонатных пород на стадии среднего катагенеза, как, например, в разрезе верхнего мела Крымского полуострова, возникает удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит, а на стадии позднего катагенеза в отложениях каменноугольного возраста Пермского Предуралья широко развита удлиненно-пластинчатая гидрослюда.

Согласно полученным нами данным при изучении кор выветривания на породах кислого состава, присутствующая преимущественно в нижних их частях гидрослюда имеет изометричный габитус частиц. Исключение в этом случае составляют некоторые типы погребенных кор выветривания, которые подверглись позднее

наложенным процессам катагенетического изменения. Благодаря этому, в порах и между отдельностями пород рыхлой верхней части разреза кор выветривания, в случае проникновения в указанную элювиальную толщу седиментационных вод, на отдельных стадиях катагенеза происходит образование различных глинистых минералов, порой несвойственных зоне гипергенеза, включая удлиненно-пластинчатую гидрослюда. Это следует учитывать при выделении в мощных осадочных толщах горизонтов древнего элювия, которые в результате наложенных процессов могут содержать примесь глинистых минералов, типичных исключительно для сильно измененных осадочных пород, в связи с чем указанные минералы способны затушевывать особенности минералов, образовавшихся *in situ*. Это имеет тем более важное значение, что при унаследованном характере среды осадконакопления близкие особенности фазового состава ассоциаций глинистых минералов и их структурной упорядоченности как в исходных породах, так и в непосредственно залегающих на них продуктах переотложения могут в ряде случаев сохраняться даже в весьма древних отложениях, как, например, в базальных слоях среднего рифея Омолонского массива. В этом случае гидрослюда, связанная с весьма высокой степенью аградации монтмориллонита (через стадию К-бентонита), накопившегося в бассейне пресноводного типа, имеет сходные черты с аналогичной фазой из архейского фундамента (см. рис. 12). Это подчеркивается как их общей генетической природой, в частности одинаковой политипной модификацией минерала — 1М (табл. 6), присутствующего в обеих частях разреза, так и близкой степенью упорядоченности его структуры.

Однако в породах фундамента остаточная смешанослойная фаза, судя по симметричному профилю рефлекса со значением 0,333 нм (см. рис. 12), характеризуется гомогенностью в отношении нормы переслаивания разбухающих и неразбухающих пакетов в отдельных частицах. В отличие от этого, у аналогичной фазы из базальных слоев в связи с появлением небольшой асимметрии указанного рефлекса со стороны увеличения углов  $\theta$  отмечается некоторая гетерогенность в различных частицах по соотношению в них указанных пакетов. Это связано с влиянием мотогенеза, способствующего за счет механического измельчения увеличению полидисперсности продуктов выветривания и разупорядочению структуры содержащихся в них трехэтажных минералов, что обуславливает соответственно различную скорость дальнейшей аградации их в процессе постседиментационного изменения.

### Роль возраста пород и геостатического давления

Наиболее древние, в частности палеозойские, отложения ряда платформенных областей, несмотря на то что залегают в настоящее время на сравнительно небольших глубинах, как, например, породы нижнего палеозоя на севере Восточно-Европейской платформы, претерпели значительные постседиментационные измене-

Структурная характеристика слюдоподобных минералов из

№ образцов	Площадь, скважина или тектоническая структура	Глубина, м	Литолого-петрографическая характеристика пород	К-во разбухающих пакетов в структуре смешанослойной фазы, %	$\frac{1}{0,5}$ нм
300/2	— (архей)	»	Гнейс светло-серый	~ 20	4,7
663	Леоновская пл., скв. 114	3608—3613	Алевролит глинистый	20—25	12,2
662	То же	3616,8—3623,6	Песчаник мелкозернистый	< 20	15,5
660	« »	3637—3651	Гранитогнейс биотит-плагиоклазовый, сильно выветрелый	30	1,5
2322	Преображенская пл., скв. 136	1720,9—1728,2	Гранитогнейс биотит-плагиоклазовый		
2104	Верхне-Вилучанская пл., скв. 610	2483,8—2484,2	Гранитогнейс		
2019	Бюк-Танарская пл., скв. 715	2060,6—2061,3	Гранитогнейс		

докембрийских отложений юга Сибирской платформы

Таблица 6

Полуширина 1-нм рефлекса, мм	Параметры элементарной ячейки слюдоподобных минералов: $a, b, c$ (нм) и $\beta$ (градус)				Политипные модификации и их соотношение	Степень совершенства структуры	Минералы — примеси
	$a$	$b$	$c$	$\beta$			
4,4	0,518	0,898	1,01	101,0	$1M \geq 2M_1$	Низко-средняя	Кварц
	0,518	0,898	1,99	95,5			
4,4	0,518	0,898	1,01	101,7	$1M + 2M_1$	Хорошая	
4	0,517	0,896	1,99	95,7	$2M_1 > 1M$	Средняя	Гематит
	0,517	0,896	1,01	101,3			
5	0,517	0,896	1,01	101,4	$1M > 3T$	Средняя	Текстурированная примесь + кварц
	0,517	0,896	2,99				
1,6	0,517	0,896	1,01	101,7	$1M$	Хорошая	Хлорит ( $a = 0,532$ нм, $b = 0,922$ нм)
	0,519	0,899	Не опр.	Не опр.	$1M + 3T$	Низкая	Хлорит ( $b = 0,926$ нм)
	0,521	0,902	"	"		Очень низкая	Хлорит ( $a = 0,535$ нм, $b = 0,926$ нм)
	0,520	0,901	"	"		То же	Хлорит ( $a = 0,533$ нм, $b = 0,924$ нм)

№№ образцов	Площадь, скважина или тектоническая структура	Глубина, м	Литолого-петрографическая характеристика пород	К-во разбухающих пакетов в структуре смешанослойной фазы, %	$\Gamma \frac{1}{1,05}$ нм
2001	Хотоого-Мурбайская пл., скв. 730	2183—2184	Гранитогнейс		
359	Карелинская пл., скв. 1	2632,6—2636,2	Песчаник	25	2,6
358	—»—	2636,6—2639,6	Алевролит	25—30	2,1
355	—»—	2649—2654	Гранит биотит-микроклин-плагиоклазовый, слабо выветрелый	25	5,4
1503	Карелинская пл., скв. 3	2644,9—2647	Гранодиорит		
397	Ярактинская пл., скв. 10	2610—2611	Алевролит глинистый	25	5,3
395	Ярактинская пл., скв. 10	2611—2618	Гранит лейкократовый, выветрелый	25—30	2,1
2452	Космическая пл., скв. 1	2600—2607,2	Гранит биотит-роговообманковый		
286	Волоконская пл.	2480,4—2482,1	Алевролит глинистый	<20	—

Полу- шири- на 1-нм рефлекса, мм	Параметры элементарной ячейки слодоподобных минералов: $a, b, c$ (нм) и $\beta$ (градус)				Политипные модификации и их соотно- шение	Степень совершенства структуры	Минералы — примеси
	$a$	$b$	$c$	$\beta$			
	0,519	0,899	1,02	101,5	1M	Низкая	
8	0,517	0,895	1,02	101,2	$1M \geq 2M_1$	Средняя	
	0,517	0,895	1,99	95,8			
9	0,516	0,894	1,01	101,0	$1M \geq 2M_1$	Низко- средняя	Хлорит ( $a =$ $= 0,532$ нм, $b =$ $= 0,921$ нм)
	0,516	0,894	1,99	95,5			
6	0,516	0,893	1,01	101,2	$1M > 3T$	Средняя	
	0,516	0,893	2,99				
	0,517	0,896	1,01	99,2	1M (C2) из нецент- росиммет- ричных слоев	Средняя	
6	0,517	0,895	1,01	101,0	$1M + 2M_1$	Низкая ( $2M_1$ луч- ше 1M)	
	0,517	0,895	1,99	95,5			
10	0,516	0,893	1,01	101,1	$1M > 3T$	Низко- средняя	Хлорит ( $a =$ $= 0,530$ нм, $b =$ $= 0,918$ нм)
	0,516	0,893	2,99				
	0,520	0,901	1,02	101,4	$1M \geq 2M_1$	Низкая	Кварц
	0,520	0,901	2,01	95,8			
—	0,517	0,896	1,01	101,5	$1M + 2M_1$	Средняя	Хлорит ( $a =$ $= 0,531$ нм, $b =$ $= 0,919$ нм)
	0,517	0,896	1,99	95,7			

№№ образцов	Площадь, скважина или тектоническая структура	Глубина, м	Литолого-петрографическая характеристика пород	К-во разбухающих пакетов в структуре смешанослойной фазы, %	$I \frac{1}{1,05}$ нм
285	То же	2490— 2503,4	Сланец хлорит-биотит-плагиоклазовый, сильноветрелый	25—30	1,0
2107	Верхне-Вилучанская пл., скв. 610	2432,8— 2445,8	Сланец кристаллический		
1501	Криволукская пл., скв. 13	2740,3— 2743,5	Сланец биотит-плагиоклазовый		
2065	Иктехская пл. скв. 651	2413,4— 2415,9	Гнейс биотитовый		
1188	Сюльдюкарская пл., скв. 1	2205— 2209,6	Микрогнейс эпидот-биотитовый		

ния. Эти изменения, выражающиеся в сильном уплотнении пород и развитии глинистых цементов, частицы которого отличаются ярко выраженным идиоморфизмом, обусловлены, главным образом, ранее имевшим место погружением пород на большие глубины и связанным с этим действием на них высоких давлений, и особенно температур. Определенное значение в этом отношении для наиболее древних отложений имеет также их возраст, однако необходимо отметить, что он оказывает на степень изменения пород гораздо меньшее воздействие, чем геостатические нагрузки, связанные с погружением пород.

В менее древних отложениях (мезозойского возраста) интенсивность вторичного изменения пород зависит в основном от их погружения. Влияние возраста на изменение этих пород становится в этом случае все менее значительным. Наиболее резко относительная роль этих факторов в изменении пород проявляется при сопоставлении разновозрастных отложений, накапливавшихся в условиях различных тектонических режимов. Например, согласно проведенным Т. Ф. Антоновой в 1966 г. исследованиям, во внутренних районах Западно-Сибирской низменности породы нижней

Полуширина 1-нм рефлекса, мм	Параметры элементарной ячейки слюдоподобных минералов: $a, b, c$ (нм) и $\beta$ (градус)				Политипные модификации и их соотношения	Степень совершенства структуры	Минералы — примеси
	$a$	$b$	$c$	$\beta$			
17	0,516	0,894	1,01	101,0	1M	Низкая	Хлорит ( $a = 0,529$ нм, $b = 0,917$ нм) + текстур. примесь
	0,520	0,900	Не опр.	Не опр.	1M+3T	Низкая	
	0,520	0,900	Не опр.	Не опр.	1M+3T	То же	Хлорит ( $b = 0,927$ нм)
	0,520	0,901	Не опр.	Не опр.		Очень низкая	Хлорит ( $a = 0,534$ нм, $b = 0,925$ нм)
	0,521	0,903	1,02	101,0	1M	Низкая	Хлорит ( $b = 0,925$ нм)

части разреза (юры и нижней половины неокома) под действием давления и повышенных температур, связанных со значительным прогибанием территории, испытали значительные катагенетические преобразования. В то же время породы окраинных районов и верхней части разреза внутренних районов Западно-Сибирской низменности, которые испытали меньшее прогибание, не претерпели явно выраженных катагенетических изменений. В соответствии с этим, в наиболее погруженных частях указанной территории в песчано-алевритовых породах присутствует вторичный каолинит и в ряде случаев удлиненнопластинчатая гидрослюда. При этом если каолинит образуется и сохраняется в слабо минерализованной среде в широком диапазоне термобарических условий, начиная с зоны гипергенеза (коры выветривания) до относительно больших глубин, достигающих, как, например, для отложений среднего девона Припятского прогиба, 3500 м, то удлиненно-пластинчатая гидрослюда возникает при более высоких давлениях, и особенно температурах. Поэтому в породах окраинных зон и в верхней части разреза внутренних районов Западно-Сибирской низменности, где давление и температура характеризуются невы-

сокими значениями, в песчано-алевритовых породах, наряду с каолинитом, вместо гидрослюды происходило образование и сохранение в дальнейшем удлинненно-чешуйчатой разновидности монтмориллонита.

Зависимость изменения глинистых минералов преимущественно от степени прогибания территории весьма четко прослеживается также для палеоген-неогеновых пород, в частности олигоцен-раннемиоценовых (майкопских) отложений Предкавказья. Отложения этого возраста, развитые в северных районах Западного и Центрального Предкавказья, накапливались на окраине молодой Скифской плиты. Обстановка их формирования была в этом случае близкой к условиям, существующим в настоящее время на шельфах пассивных окраин континентов. Небольшие скорости накопления осадков в этих структурно-тектонических зонах не приводят к погружению осадков на значительные глубины. Поэтому вторичные изменения кайнозойских отложений на современных и реликтовых пассивных окраинах выражены весьма слабо. Так, в них отсутствуют следы регенерации зерен кварца и полевых шпатов, а в цементе песчано-алевритовых пород преобладают аллотигенные разности глинистых минералов. При этом содержание глинистой примеси в основных горизонтах песчано-алевритовых пород в кайнозое Западного Предкавказья не превышает 5%. Все это, несмотря на значительное содержание разбухающих минералов в хлорит-каолинит-гидрослюдистом цементе с примесью монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований неупорядоченного типа, обеспечило высокие коллекторские свойства полосы песчано-алевритовых пород хадума Северного Ставрополя. Близкими особенностями характеризуются также песчано-алевритовые породы-коллекторы эоэотического возраста Анастасиевско-Троицкого месторождения Краснодарского края, также накапливавшиеся в условиях спокойного тектонического режима.

Южные районы Западного и юго-восточные районы Центрального, а также большая часть Восточного Предкавказья в майкопское время выделялись в виде краевых прогибов. В морфологическом отношении они представляли собой глубоководные участки континентальной окраины (склоны и подножие склонов), близкие к тем, которые свойственны в современную эпоху ряду участков в северной половине Средиземного моря. Высокие скорости аккумуляции осадков в указанных районах Предкавказья обусловили вследствие интенсивного прогибания территории погружение в дальнейшем майкопских отложений на глубины до 2500—3000 м, в связи с чем они испытали значительные катагенетические изменения. Для глинистых пород это выражается обычно в последовательном развитии большей уплотненности их и лучшей ориентировке в них глинистых частиц, или, как показали данные растровой электронной микроскопии, образуемых ими природных микроблоков. В свою очередь, в глинах, практически не затронутых постседиментационными преобразованиями, указанные микробло-

ки располагаются беспорядочно и соединяются между собой не базальными гранями, как в уплотненных глинах и их более измененных аналогах (аргиллиты и слюдистые сланцы), а боковыми сколами или комбинацией скол — грань. Наиболее глубокие изменения в зонах значительного прогибания территории претерпевают песчано-алевритовые породы. В них значительно развиты аутигенные разновидности глинистых минералов, представленные либо удлиненно-пластинчатой гидрослюдой (в нижних частях разреза), либо удлиненно-чешуйчатым монтмориллонитом (в более верхних частях разреза, вплоть до подошвы нижнемиоценовых отложений).

В относительно молодых отложениях, в частности позднеэоценового возраста, как, например, в продуктивной толще Азербайджана, роль возраста в постседиментационном изменении осадочных образований снижается до минимума. Это подчеркивается появлением в составе глинистой примеси песчано-алевритовых образований аутигенных глинистых минералов, в частности удлиненных частиц монтмориллонита, только на глубинах свыше 3500 м. Соответственно в одновозрастных частях продуктивной толщи, залегающих на меньших глубинах, а также повсеместно в изученных нами под электронным микроскопом современных осадках ряда морей СССР частицы глинистых минералов, независимо от литологического типа осадка, т. е. как в глинистых, так и песчано-алевритовых образованиях, представлены исключительно аллотипными разновидностями.

### Влияние геотермического градиента

На интенсивность постседиментационного изменения пород, в частности, на глубинное положение границ отдельных зон диагенеза — катагенеза значительное влияние оказывает внутренний тепловой поток Земли [28, 32, 42, 44, 46, 49]. Поэтому в районах быстрого повышения температуры с глубиной при прочих равных условиях более интенсивные изменения осадочных толщ наблюдаются на меньших глубинах и наоборот. Наибольшая величина геотермического градиента свойственна отложениям древних геосинклинальных областей, особенно тех, которые претерпели орогенную стадию в сравнительно позднее геологическое время и, что самое главное, до сих пор характеризуются активной вулканической деятельностью. В платформенных областях геотермический градиент имеет наименьшее значение.

В соответствии с имеющимися данными, величина геотермического градиента зависит от напряженности теплового поля, степени уплотненности пород, их литологического состава, гидродинамических особенностей насыщающих проницаемые пласты флюидов и т. д. Необходимо также иметь в виду, что палео- и современные геотермические градиенты могут существенно различаться между собой. Сведения о геотермическом градиенте в каждом конкретном районе позволяют прогнозировать пластовые темпе-

ратуры (без учета гидротерм) на интересующих исследователей глубинах и возможную степень катагенетического изменения в этом случае пород. На основании различной величины геотермического градиента в пределах земного шара могут быть выделены территории регионального катагенеза—метагенеза, среди которых, наряду с наиболее широко развитой ступенью ( $10\text{--}20^\circ/\text{км}$ ), отмечаются также зоны с повышенными ( $20\text{--}35^\circ/\text{км}$ ) и пониженными ( $<10^\circ/\text{км}$ ) значениями этого параметра. Геотермический градиент имеет неодинаковое значение не только в различных по тектоническому строению областях, но и в пределах локальных структур. Так, на сводах их он значительно выше, чем на крыльях. Особенно важное значение имеют сведения о геотермическом градиенте в пределах древних мобильных областей (в краевых и межгорных прогибах), характеризующихся на фоне дифференцированных тектонических движений в целом высокими его значениями. С учетом значительных мощностей накопившихся отложений, для таких областей свойственно весьма значительное постседиментационное преобразование пород, степень которого в отдельных частях указанных областей определяется относительной глубиной погружения в них первичных осадков.

Так, в пределах Предкавказья сравнение особенностей распространения содержащейся в палеоценовых отложениях (рис. 78, а) гидрослюды, а также ассоциирующих с ней монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований хлорита с палеоструктурным планом подошвы палеоценовой толщи на майайское время позднего миоцена (рис. 78, б) и современными геотермическими условиями на уровне интервалов залегания изученных пород (рис. 78, в) свидетельствует о том, что участки относительно наибольшего содержания гидрослюды и хлорита отвечают Беломечетскому и Чернолесскому палеопрогибам и приуроченным к ним геотермическим максимумам. В пределах этих палеопрогибов подошва палеоценовых отложений в майайское время была опущена на 2,4 км и превышала на 300 м глубину залегания этих отложений в окружающих палеоподнятиях. Современные геотермические условия в пределах Чернолесского палеопрогиба характеризуются температурой  $120\text{--}140^\circ\text{C}$ , а в пределах Беломечетского —  $100\text{--}120^\circ\text{C}$ . Характерно, что Ставропольский относительный минимум содержания указанных минералов в палеоценовых отложениях отвечает палеоподнятию с палеостратоизогипсой 2,0 км. Эта зона отвечает также и современному геотермальному минимуму с температурами  $70\text{--}80^\circ\text{C}$ .

Отсюда следует, что приуроченность наименьшего содержания разбухающих минералов и соответственно повышенного количества гидрослюды и хлорита в палеоценовых отложениях к наиболее прогибавшимся частям территории, характеризующимся аномально высокими пластовыми температурами, непосредственно связана с катагенетическими преобразованиями содержащих их пород. Одновременно с этим следует иметь в виду, что поступавший в палеоценовый бассейн обломочный материал состоял в ос-

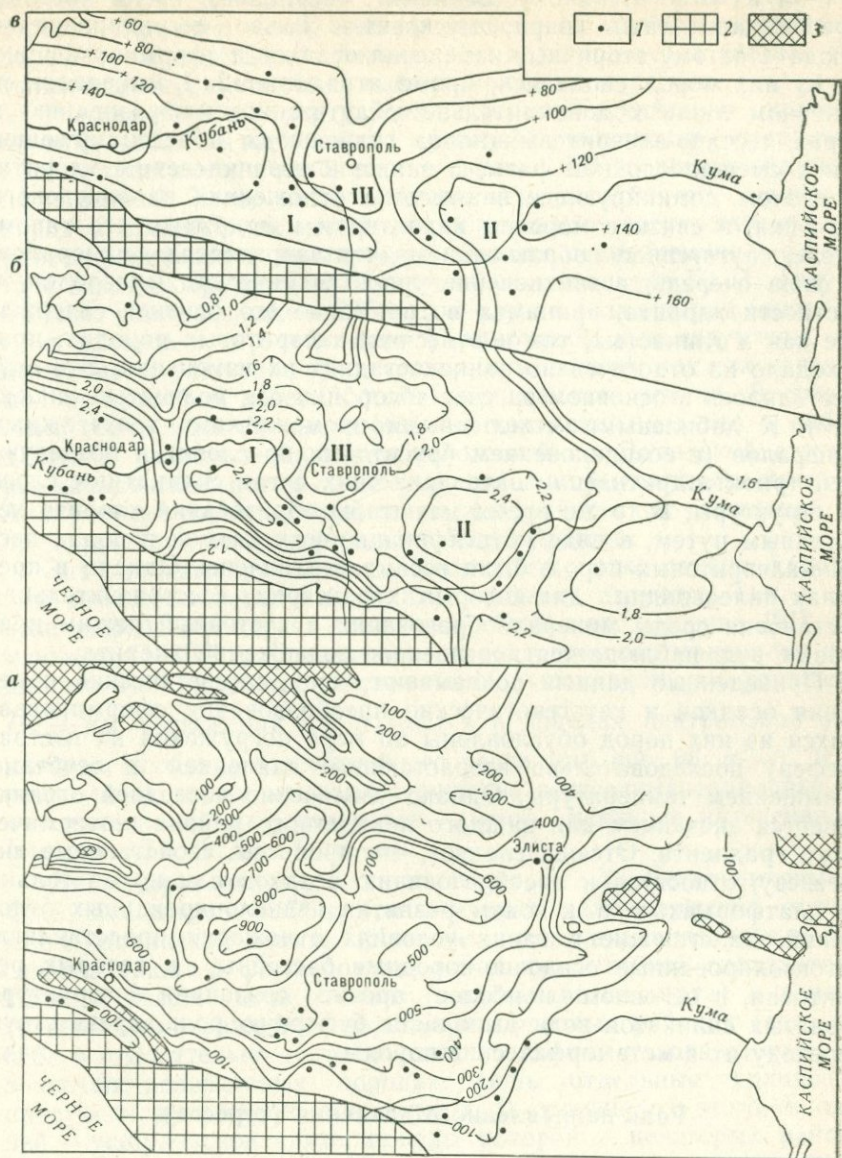


Рис. 78. Палеоструктурная и геотермальная характеристики палеоценовых отложений Предкавказья:

*a* — изопакиты палеоценовых отложений, м; *б* — изопакиты палеоцен-нижнесарматских отложений, км (I — Беломечетский, II — Чернолесский палеопрогибы, III — Ставропольский палеосвод); *в* — геозотермы палеоценовых отложений, °С (I, II — геотермические максимумы, III — геотермический минимум). 1 — изученные разрезы; 2 — выходы на дневную поверхность допалеоценовых пород, 3 — области отсутствия палеоценовых отложений

новном из относительно устойчивых минералов, среди которых преобладали лишь кварц, мусковит и сильно деградированная слюда. Поэтому вторичные изменения осадков и сформировавшихся из них пород сводились, кроме аградации 2:1 минералов, в основном лишь к дополнительному аутигенному образованию в порых песчано-алевритовых пород гидрослюдой и ассоциирующей с ней смешанослойной фазы, а также к возникновению хлорита. При этом доминирующее значение в отложениях палеоценового бассейна, в связи с морским характером и открытым его типом, имело аутигенное образование диоктаэдрических минералов. В свою очередь, возникновение триоктаэдрических минералов, в частности хлорита, принимая во внимание его близкое содержание как в глинистых, так и в песчано-алевритовых породах, происходило на относительно ранних стадиях их изменения. Это осуществлялось в основном за счет абсорбции Mg полностью лишенными К лабильными межслоевыми промежутками трехэтажных минералов (с возникновением бруситовых прослоек) и последующей триоктаэдритизации октаэдрических сеток силикатных слоев их структуры. В то же время масштабы образования хлорита хемогенным путем, в виде крустификационных каемок в порых песчано-алевритовых пород, были весьма ограничены. Однако в пределах палеовпадин, для которых характерна восстановительная обстановка среды минералообразования и застойный режим пластовых вод, наблюдается повышенное содержание хлорита.

Приведенные данные показывают, что диагенетические изменения осадков и катагенетические преобразования сформировавшихся из них пород обусловлены по мере погружения их в стратиферу последовательно возрастающим давлением, и особенно повышением температуры. Однако увеличение последней ограничивается значением для каждого конкретного района геотермического градиента. Отсюда следует, что процессы, свойственные литогенезу, относятся к преобразованию осадков или пород только на платформах, т. е. к зонам развития недислоцированных отложений. Залегающие в таких условиях отложения представляют автоизолированные осадочно-породные бассейны, в которых реликтовая, в основном наиболее прочно связанная в структуре слоистых силикатов вода выполняет буферную роль, препятствуя переходу их в метаморфические породы.

### Роль направленного давления (стресса)

В тектонически активных районах наиболее важным фактором изменения пород становится степень их дислоцированности под действием стрессовых нагрузок. Сравнение пород, залегающих на одних и тех же глубинах в платформенных и складчатых областях, показывает, что более значительно они изменены в последних. Отсюда следует, что стресс значительно интенсифицирует те изменения, которые обусловлены действием на них геостатического давления и, самое главное, повышенных температур. При этом

интенсивность изменения глинистых минералов под действием стресса в значительной степени зависит от глубины погружения пород и соответственно фоновых температур, определяемых геотермическим градиентом в каждом конкретном регионе.

Например, в южных районах Терско-Каспийского краевого прогиба (область передовых хребтов) майкопские отложения, хотя и залегают на глубинах не свыше 1000 м, весьма интенсивно изменены. Такое несоответствие между глубинами залегания пород и степенью их изменения обусловлено погружением пород ранее на значительные глубины, а затем поднятием их в результате складкообразования. При этом, как показали П. П. Авдусин и М. А. Цветкова еще в 1954 г., в случае резко выраженного изгиба пластов в верхней части формируемой ими структуры, они испытывают растягивающие усилия, а в нижней, под так называемой нейтральной поверхностью, — сжимающие усилия. В связи с этим, более интенсивные вторичные изменения, как это и наблюдается в разрезе майкопских отложений на Датыхской структуре, испытывают породы, которые слагают внутреннюю часть ее. Аналогичные явления характерны для майкопских отложений и в пределах Талышских гор на юге Азербайджана.

Значительные различия наблюдаются также между характером изменения пород на сводах и крыльях структур. Так, в разрезе рифейско-вендских отложений Охотского массива [21] наименьшая ПШПВ рефлексов на дифрактограммах минералов слюдистого типа и соответственно наибольшая величина отношения  $\frac{I}{1,05}$  нм отражений наблюдаются в породах центральной зоны массива, особенно в северной его части (см. рис. 68, а—г). В отличие от этого, на крыльях структуры постседиментационные изменения глинистых минералов имеют меньшую интенсивность (см. рис. 13 и 39, обр. II, а—г).

Дислоцированность, как показано Д. Д. Котельниковым и О. Б. Бейсевым в 1974 г. при изучении нижнепермских отложений Кумолинской мульды (Джезказганская впадина), может быть связана также с формированием мелкомасштабной складчатости. Нижняя часть этой толщи (жиделисайская свита) и верхняя (кенгирские отложения), залегающая в изученных районах (скв. 25 и 666) в относительно тектонических спокойных условиях, содержат в песчано-авлериновых породах лишь отдельные удлиненные пластинки аутигенной гидрослюды. В отличие от этого, в средней — ушбулакской свите, породы которой в некоторых районах (скв. 422) смяты мелкой внутриформационной складчатостью оползневого характера, процесс вторичного глинистого минералообразования проявился очень резко. В этой толще, накапливавшейся в прибрежно-морских условиях, в зависимости от колебаний гидрохимического режима бассейна осадконакопления в отдельные отрезки геологического времени (при унаследованном характере среды), формировалась в дальнейшем либо удлиненно-пластинчатая гидрослюда с содержанием  $K_2O$  до 5,18 % (в низ-

ней — более измененной части разреза), либо удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит, в котором количество  $K_2O$  не превышает 3,75 % (в верхней — менее измененной части разреза).

## 5. ИЗМЕНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА СТАДИИ МЕТАГЕНЕЗА

Стадия метабенеза представляет завершающий этап изменения осадочных пород, который является промежуточным при переходе их в метаморфические разности. На этом этапе происходит полное преобразование не только таких минералов, как каолинит и монтмориллонит, но и широко развитых в разрезе всего осадочного чехла земной коры, вплоть до зоны позднего катагенеза, смешанослойных образований, включая разновидности триоктаэдрического типа. В отличие от диа- и катагенеза, эти процессы, как показано А. А. Маракушевым, протекают с привнесом вещества ювенильными водами. Метагенез не имеет прямой связи с геостатическим давлением, так как соответствующие ему изменения локализуются в пределах положительных температурных аномалий. Такие условия реализуются в дислоцированных областях, для которых характерно внедрение интрузий, определяющих потерю автоизоляции вмещающих их толщ и возникновение связи с внешней средой. Это обеспечивает частичное перераспределение между ними химических компонентов и преобразование минералов в менее гидратированные разности, вплоть до перехода их в наиболее стабильные фазы, свойственные стадии метаморфизма.

Учитывая, что эволюция осадочных пород заканчивается стадией метабенеза, изменение их при метаморфизме мы не рассматриваем.

Несмотря на удаление на стадии метабенеза межслоевой воды, а также подавляющего количества поровой воды, в которой на ранних стадиях преобразования пород сосредоточена основная масса находящихся в растворенном состоянии химических элементов, определенная часть их на поздних стадиях указанного процесса, остается в породе. Как показано Н. А. Лисициной в 1973 г., связанный с минералами комплекс химических элементов непосредственно отражает в этом случае историю осадконакопления. Поэтому породы даже на такой поздней стадии преобразования, как метабенез, в определенной степени наследуют характер среды седиментации. В связи с этим, в отложениях континентальных водоемов на стадии метабенеза такие диоктаэдрические алюмосиликаты, как каолинит и галлуазит, могут при благоприятных условиях перейти в пиррофиллит (см. табл. 3).

В отличие от этого, двух- и трехэтажные минералы диоктаэдрического типа в отложениях морского генезиса переходят в слюдоподобный минерал, не содержащий разбухающих слоев, т. е. в серицит. Следует при этом отметить, что основная часть серицита связана с изменением минералов со слюдистым типом структуры. Устойчивость структуры слюдистых минералов в ши-

роком диапазоне термобарических параметров среды, в том числе до значений, характерных для метабенеза включительно, определяет по мере восстановления деградированными гидрослюдами первичных свойств, вплоть до серицита, образование пород со все более высокой ориентировкой частиц указанных минералов. Этот процесс, сопровождающийся потерей воды и фиксацией К межслоевыми промежутками, обеспечивает прочную связь трехэтажных слоев в пределах микроблоков. В свою очередь, основная масса параллельно расположенных микроблоков, что обеспечивается полным исчезновением каолинита, имеющего нередко изометричную форму частиц, также прочно сочленяется между собой за счет различного заряда внешних тетраэдрических сеток отдельных кристаллов и неодинаковой степени компенсации его обменными катионами (катионный обмен I типа). Это придает в целом еще большую жесткость таким породам, чем в зоне катагенеза, и обеспечивает переход характерных для нее трудно или практически неразмокающих в воде разновидностей глинистых пород (аргиллитов) на стадии метабенеза в серицитовые сланцы.

Серицит, представляющий продукт высокой степени дегидратации и адсорбции К первичными диоктаэдрическими минералами, преимущественно трехэтажного типа, отличается от последних не только отсутствием межслоевой воды в его структуре, но и перераспределением катионов в октаэдрических позициях. В частности, на стадии метабенеза из указанных позиций выносятся Fe и Mg. Соответственно плагиоклазы в зоне метабенеза могут становиться более основными. Выделяющийся при этом Na либо частично входит в состав межслоевых промежутков слюдястых минералов, обуславливая их парагонитизацию, либо образует легко растворимые соли, которые локализуются на плоскостях отдельных сильно измененных осадочных пород. Последнее, например, наблюдалось нами при электронномикроскопических исследованиях среднекаменноугольных отложений Центрального Донбасса. На стадии метабенеза происходит также практически полный переход политипной модификации 1M в 2M<sub>1</sub>.

Триоктаэдрические минералы как трехэтажного типа, так и смешанослойные образования с хлоритовым пакетом на стадии метабенеза переходят в высокоокристаллизованный хлорит. Кроме того, за счет выноса из кристаллической решетки гидрослюд Fe, и особенно Mg, происходит обогащение хлорита последним катионом. В результате этого возникший при более низких термобарических параметрах среды минералообразования хлорит политипной модификации 1b последовательно переходит в 1b (рис. 79). Отсюда следует, что хлориты зоны метабенеза по кристаллохимическим особенностям резко отличаются от их аналогов, возникающих на стадии катагенеза [47].

В формировании структурных и текстурных особенностей пород, достигших стадии метабенеза, роль хлорита резко возрастает. Указанная выше морфологическая характеристика частиц хлорита, т. е. относительно крупные размеры и весьма небольшая

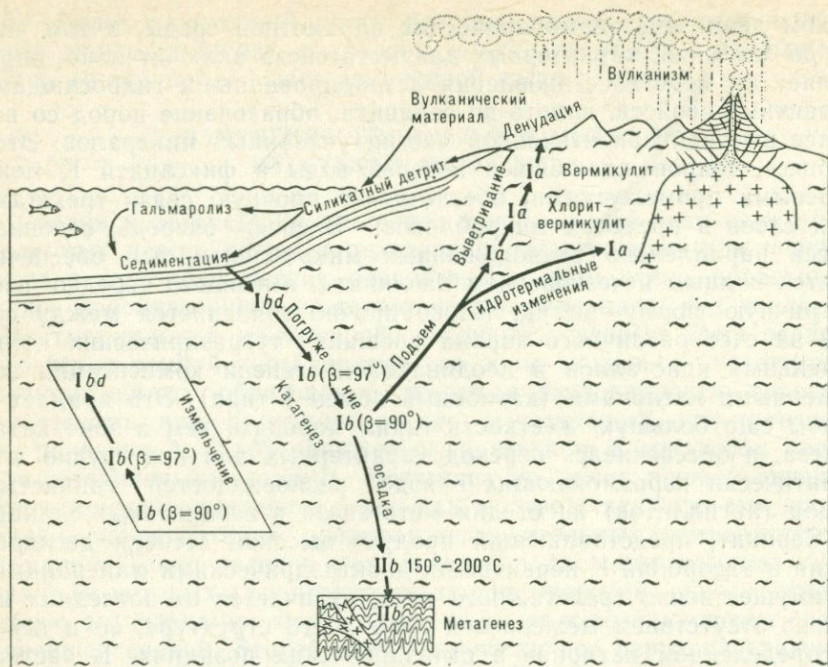


Рис. 79. Диаграмма генезиса и преобразования политипа I хлоритов, в зависимости от стадий литогенеза, по Дж. Хейасу [46] с дополнениями авторов. Состав силикатного детрита: полевые шпаты, пироксены, биотит, вермикулит, смешанослойные минералы, монтмориллонит, вулканический материал, аморфный алюмосиликатный материал

их толщина, определяет на стадии метагенеза образование хлоритовых или чаще всего хлорит-серицитовых сланцев, характеризующихся высокой степенью ориентировки частиц.

На поздних стадиях изменения гранулярных пород, особенно в зоне метагенеза, наблюдается частичное растворение зерен каркаса на их контактах с образованием конформных структур [28]. Эти процессы сопровождаются образованием регенерационных каемок вокруг первичных обломочных зерен, в основном кварца.

На стадии метагенеза увеличивается также окристаллизованность талька, возникающего в результате изменения сепиолита.

## 6. ОКРЕМНЕНИЕ ПОРОД

Важным процессом постседиментационного изменения пород является наблюдаемая в ряде случаев силификация их. Несмотря на то что кварц и слоистые силикаты, а тем более глинистые минералы по особенностям кристаллического строения резко различаются между собой, наблюдаемое в некоторых случаях взаимоотношение кварца с каолинитом имеет важное значение для ха-

рактеристики свойств как глинистых, так и песчано-алевритовых пород.

В интенсивно измененных осадочных толщах многих районов при отсутствии каолинита часто содержится вторичный кварц, характеризующийся высокой дисперсностью, поэтому при выделении из пород фракции мельче 0,001 мм он входит в ее состав. Наблюдения показывают, что осадки, из которых возникли такие породы, накапливались в результате денудации на континенте слабо выветрелых отложений в условиях относительно холодного климата. В этом случае процесс гипергенного изменения исходных пород не доходил до возникновения каолинита, однако щелочные условия способствовали интенсивному выносу из них  $\text{SiO}_2$ . После накопления осадка и в процессе его литификации аморфный кремнезем вначале в виде низкотемпературного кристобалита, а затем тонкодисперсного кварца раскristаллизовывается в глинистых отложениях (см. рис. 71, обр. II—III), а также частично образует силицитовый цемент в песчано-алевритовых породах. В условиях умеренного, и особенно влажного жаркого, климата, свободный  $\text{SiO}_2$  при выветривании исходных пород связывается в верхней зоне с  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , образуя каолинит, поэтому силицификация в отложениях гумидного литогенеза не наблюдается (см. рис. 71, обр. I).

Повышенная примесь тонкодисперсного кварца при отсутствии каолинита наблюдалась нами в нижней части относительно удаленных от берега неогеновых отложений северной части о-ва Сахалин, палеоценовых, ниже- и среднеэоценовых и большей — нижней части разреза верхнеэоценовых отложений Предкавказья и Центральной части Прикаспийской впадины, верхнемеловых карбонатных породах Крыма, а также ряде толщ раннепалеозойских и докембрийских отложений Сибирской платформы. Соответственно кремнезем в форме кристобалита отмечен в верхах ранне- и низах среднеэоценовых отложений о-ва Кунашир Большой Курильской гряды, в северной части о-ва Сахалин, в палеоцен-среднеэоценовых отложениях северных районов Прикаспийской впадины, которые накапливались в прибрежной зоне палеогенового бассейна и, самое главное, не испытывали в дальнейшем погружения на большие глубины.

Необходимо учитывать, что, в зависимости от природы первичного материала, за счет которого образуются глинистые минералы, выделяется различное количество  $\text{SiO}_2$ . Так, наибольшее количество кремнезема освобождается при изменении кислого туфогенного материала. В то же время в некоторых случаях ассоциации глинистых минералов, хотя и не содержат каолинита, однако это не сопровождается силицификацией пород, как, например, в девонских отложениях Припятского прогиба, которые образовались в результате денудации слабо выветрелых пород Белорусского массива и Балтийского щита, не содержащих легко разлагающихся на этой стадии триоктаэдрических слоистых силикатов

(биотита, хлорита), которые являются источником  $\text{SiO}_2$  в продуктах переотложения содержащих их пород.

Приведенные данные о силификации пород показывают, что она имеет весьма важное значение для выяснения состава первичных пород в областях сноса и условий их выветривания, и поэтому могут быть с успехом использованы при палеогеографических реконструкциях.

## 7. ЗНАЧЕНИЕ НАЛОЖЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Если процессы изменения аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов на стадии катагенеза обусловлены перераспределением вещества в объеме породы, то гидротермальные процессы связаны с дополнительным поступлением минерализующих растворов инфильтрационного типа. При этом гидротермальная деятельность приурочена в основном к тектонически активным областям с дизъюнктивными нарушениями. Это обуславливает широкое развитие в их пределах трещиноватых зон, проводящих флюиды, в том числе термальные воды, из областей их формирования, расположенных вблизи островных дуг, рифтовых зон и разломов, с которыми, как правило, связаны вулканические очаги. Движение этих растворов может осуществляться, кроме того, в порах размером не менее  $n \cdot 10^{-4}$  мм. Поднимающиеся вверх гидротермальные растворы в процессе взаимодействия с окружающими породами обогащаются различными элементами. Это определяет в зоне пониженных температур и давлений кристаллизацию из них новых минеральных фаз.

Отсюда следует, что характер гидротермальной минерализации не связан с условиями седиментации, причем в случае дислоцированности пород на поздней стадии их изменения локализация связанных с указанным процессом новообразований приурочена к трещинам, несогласно секущим осадочным толщам.

При поступлении гидротермальных растворов в первично проницаемые породы они взаимодействуют с седиментационными водами. С одной стороны, указанные растворы в той или иной мере нарушают геохимическую унаследованность среды седиментации, а с другой — в случае близкого состава пластовых и инфильтрационных растворов, наложенный гидротермальный процесс, особенно в древних песчано-алевритовых породах, может вуалироваться катагенетическими изменениями пород. Соответственно при внедрении гидротермальных растворов в гранулярные породы, содержащие цемент, в том числе глинистого типа, который связан с постседиментационным преобразованием отложений, он может подвергаться существенным дополнительным изменениям. Это четко было показано на ряде модельных систем В. А. Франк-Каменецким и др. [37], в частности на примере изменения каолинита.

В связи с тем что наложенные гидротермальные процессы сопровождаются привнесом в породы растворенных веществ извне,

а также воздействием на них повышенных температур, свойственных внедряющимся водам, создаются наиболее благоприятные условия для синтеза различных новообразований. Для возникающих в таких условиях минералов характерен высокий идиоморфизм частиц, а также наиболее крупные размеры их и весьма высокая степень упорядоченности структуры.

Среди минералов гидротермального генезиса, в зависимости от  $P$ ,  $T$  и  $X$  условий, встречаются разновидности почти всех групп (см. табл. 3).

В группе каолинита — серпентина наиболее распространены диккит и накрит, относящиеся к двухслойной модификации (соответственно  $2M_1$  и  $2M_2$ ) и имеющие форму крупных псевдогексагональных микроблоков. Гидротермальные растворы в этом случае характеризуются низким рН и окислительной обстановкой при отсутствии или весьма низком содержании в среде минералообразования Fe и Mg.

Из неразбухающих минералов трехэтажного типа, связанных с гидротермальной деятельностью, довольно широкое распространение имеет селадонит, которому свойственны политипная модификация  $1M$  и относительно крупные удлиненно-пластинчатые кристаллы с удлинением по оси  $a$ .

Гидротермальное происхождение имеют также слюдоподобные минералы модификации  $3T$ . Например, они четко приурочены к реликтам погребенной коры выветривания кристаллических и метаморфических пород (нижний докембрий) юга Сибирской платформы. В пределах этой территории исходные породы (граниты, гранодиориты, гнейсы) содержат главным образом биотит ( $1M$ ). Эта слюда в процессе выветривания частично переходила в ассоциацию диоктаэдрических разновидностей гидрослюды  $1M$ , типа фенгита (из центросимметричных слоев с унаследованной от исходного минерала симметрией  $C2/m$  и полным символом, характеризующим относительное смещение отдельных сеток и слоев в структуре —  $s_3s_3t_0...$ ) и монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы с содержанием более 40 % разбухающих пакетов. В дальнейшем сохранившийся от размыва элювий был перекрыт мощным (до 5500 м) чехлом отложений рифей—венда (верхний докембрий), палеозоя и мезозоя. В результате этого смешанослойные образования, в зависимости от интенсивности катагенетических процессов, связанных с относительной глубиной погружения, переходили в разновидности с содержанием от 40 до менее 20 % разбухающих пакетов. В течение геологического развития территории под действием тектонических факторов фундамент подвергся интенсивному дроблению и воздействию наложенных процессов гидротермальной деятельности. Эти процессы и обусловили в рыхлых продуктах выветривания при условии спокойного гидродинамического режима и медленного понижения температуры дополнительную кристаллизацию такого редкого в осадочных породах политипа, как  $3T$  (см. табл. 6). В некоторых случаях в элювии на кристаллических породах установлено так-

же присутствие уникальной слюды  $1M$  из нецентросимметричных диоктаэдрических слоев  $C2$ . В ее структуре тетраэдрические сетки связаны не центрами симметрии  $1, a$ , в соответствии с полным символом образуемого этими слоями политипа —  $S_5S_1S_0S_1S_5 \dots$ , осями 2.

Особое место среди гидротермальных минералов имеют смешанослойные минералы как упорядоченного типа: ректорит (см. рис. 38), тосудит (рис. 49, обр. I), так и неупорядоченного типа: монтмориллонит-каолинит и каолинит-монтмориллонит (см. рис. 36).

Согласно данным В. А. Дрица и Б. А. Сахарова, переход монтмориллонита, возникающего по пирокластическому материалу кислого состава, в гидрослюду под действием регионального катагенеза происходит через ректоритовую стадию. Однако анализ данных Фурье-преобразования показывает, что кроме чередования слоев по закону  $ABAB \dots$ , (содержащих в последнем случае два слоя молекул глицерина), в структуре этого минерала отмечаются также сочетания типа  $ABAB_1AB$ , где  $B_1$  относится к 1,4-нм разбухающим пакетам с одним слоем молекул глицерина. Рассматриваемая фаза резко отличается также от собственно ректорита по морфологии частиц. Все это, по нашему мнению, не дает оснований для отождествления ректорита, относящегося к продуктам кристаллизации минерала из раствора в низкотемпературную стадию гидротермального процесса, с аградированным до определенной стадии монтмориллонитом аллотипенного происхождения в результате его стадийного преобразования в твердофазовом состоянии.

К минералам, связанным с действием гидротерм, относятся также ди- и ди-триоктаэдрические хлориты.

#### **8. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ДИАГЕНЕЗЕ И НА РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПАХ КАТАГЕНЕЗА**

На основании рассмотренных выше закономерностей изменения глинистых минералов в процессе постседиментационного преобразования осадков и сформировавшихся из них пород разрез осадочного чехла земной коры может быть подразделен на четыре крупные части (рис. 80).

Верхняя часть собственно осадочного чехла соответствует отложениям, претерпевшим лишь диа- и протокатагенетические преобразования, т. е. зоне раннего катагенеза. На этой стадии из первичных осадков, особенно глинистых разностей, происходит в основном отжатие насыщающих их седиментационных — поровых вод. Только в областях аридного литогенеза наблюдается аутигенез (преимущественно в глинистых и алевроито-глинистых осадках) слоисто-цепочечных минералов (сепиолита и палыгорскита), возникающих на самых ранних этапах осадкообразования, начиная со стадии седиментогенеза. Кроме того, в песчаных и песчано-алевритовых осадках областей гумидного литогенеза на позд-

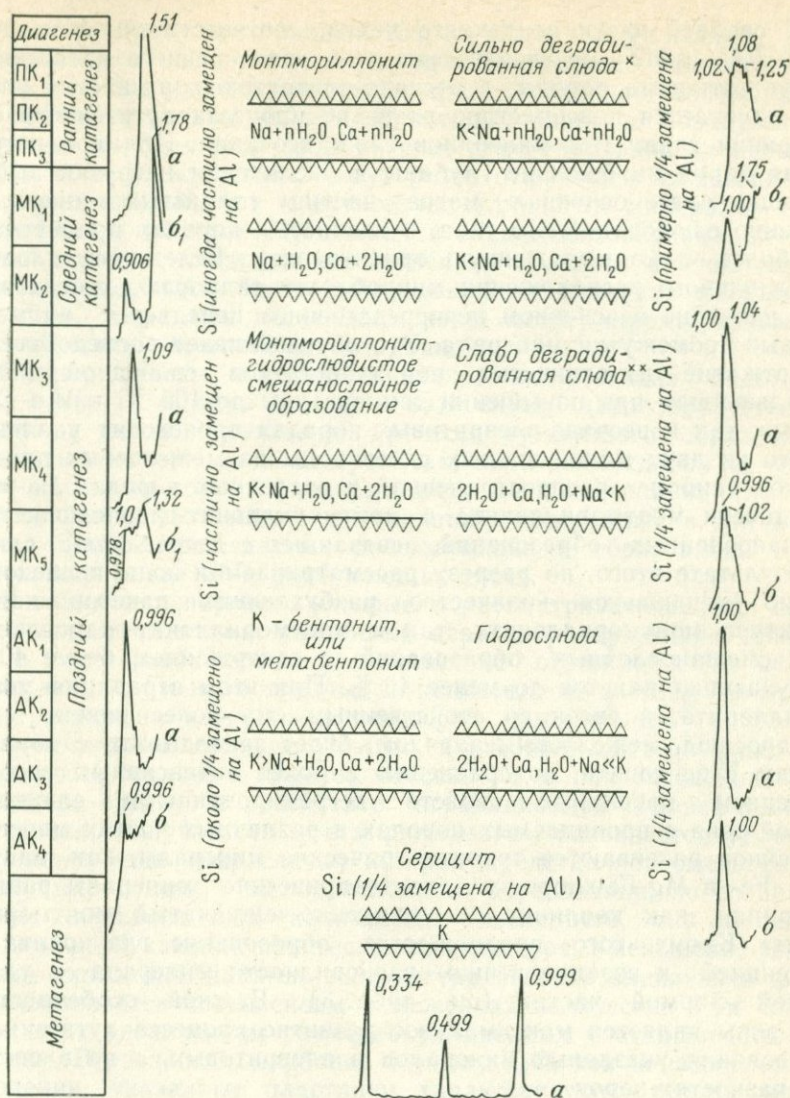


Рис. 80. Общая схема преобразования разбухающих глинистых минералов диоктаэдрического типа в осадочном чехле земной коры, по Д. Д. Котельникову: α — воздушно-сухой образец, б — насыщенный этиленгликолем, б<sub>1</sub> — насыщенный глицерином

\* Смесь гидрослюд и монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования с содержанием >40 % лабильных пакетов.

\*\* То же, с их содержанием <40 %.

них этапах протокатагенеза отмечается образование ди-триоктаэдрического хлорита и глауконита. При этом последний характеризуется изометричной формой пластинок, что свойственно ранней его генерации.

К средней части осадочного чехла, соответствующей подстадиям  $МК_1$  и  $МК_2$  мезокатагенеза, т. е. зоне среднего катагенеза, следует относить породы, в песчано-алевритовых разностях которых начинается повсеместное развитие процесса аутигенного образования глинистых минералов слоистого типа. По мере погружения пород на большие глубины и увеличения нагрузки вышележащих слоев основная масса частиц глинистых минералов, особенно слюдopodobного типа, в глинистых породах приобретает все более четко выраженную ориентировку. Вследствие плоскопараллельного расположения микроблоков гидрослюд геостатическое давление в основном непосредственно передается на межслоевые промежутки минерала. Это обуславливает последовательное отжатие из глинистых пород остатков свободной воды. В дальнейшем при повышении температуры до  $105^\circ\text{C}$  как в глинистых, так и песчано-алевритовых породах происходит удаление одного из двух молекулярных слоев воды из межслоевых промежутков наиболее распространенной в осадочных породах Са-разновидности монтмориллонита и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований, связанных с деградацией слюд. В результате этого, по разрезу рассматриваемой зоны последовательно уменьшается количество разбухающих пакетов как в структуре монтмориллонита, так и монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с содержанием более 40 % разбухающих пакетов до менее 40 %. При этом аградация монтмориллонита, в связи со свойственным ему более низким, чем у гидрослюд, межслоевым зарядом, будет запаздывать с образованием К-бентонита, по сравнению с более интенсивным восстановлением первичных свойств деградированными слюдами. В этой зоне в проницаемых породах в различных частях морских бассейнов развиваются триоктаэдрические минералы, как, например Fe- и Mg-Fe-хлорит и диоктаэдрические минералы ранней генерации, как каолинит и «удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит». Кроме того, продолжается образование глауконита с тенденцией к возникновению разновидности минерала с удлиненной формой частиц (см. табл. 3). Важной особенностью этой зоны является максимальное развитие процесса аутигенного образования указанных минералов в алевритовых, а не в песчаных разностях пород.

В таких относительно слабо проницаемых породах высокоминерализованные поровые растворы обладают малой подвижностью, что является необходимым условием кристаллизации из содержащихся в них компонентов новообразованных слоистых силикатов. В отличие от этого, в песках, вследствие их высокой первичной проницаемости, пластовые воды обладают большей мобильностью и могут на разных стадиях литогенеза за счет дальнейшего транзита отжимаемых вод из областей их формирования в зоны меньших давлений, вплоть до области разгрузки, неоднократно менять как состав, так и степень их минерализации. В связи с этим, аутигенные глинистые минералы в алевритовых

разностях пород, как правило, близки по видовому составу к их аллотигенным разностям, слагающим вмещающие глинистые породы, т. е. отражают первичную среду осадконакопления. В то же время вторичные минералы, которые частично образуются в песчаных породах этой зоны за счет кристаллизации из насыщающих их подвижных вод, могут резко отличаться от ассоциаций как аллотигенных, так и аутигенных глинистых минералов соответственно в уплотненных глинах и в сцементированных алевритовых породах. Образование последних является в этом случае прямым следствием более интенсивной цементации их рыхлых аналогов, тогда как песчаные породы могут характеризоваться на этой стадии меньшей консолидацией.

Нижняя часть осадочного чехла, включающая подстадии  $МК_3$ — $АК_4$ , т. е. зону позднего катагенеза, характеризуется не только в целом затуханием процесса аутигенного образования глинистых минералов в алевролитах, но и интенсивной цементацией песчаных пород и превращением их в песчаники. Главнейшей особенностью этой зоны является присутствие в ней монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований с содержанием менее 40 % разбухающих слоев.

В глинистых породах, которые в рассматриваемой зоне представлены аргиллитами, указанный переход разбухающих минералов в менее разбухающие разности не отражается на форме свойственных им изометричных пластинок, хотя размер их, вследствие фиксации катионов и некоторой регенерации, несколько увеличивается. В отличие от этого, в алевролитах этой зоны, при накоплении осадков в морском бассейне, т. е. при унаследованном характере среды, в результате аградационной трансформации «удлиненно-чешуйчатого монтмориллонита», развивается удлиненно-пластинчатая гидрослюда, которая представляет смесь собственно гидрослюды и смешанослойного образования, но со значительно меньшим как количеством последнего, так и содержанием разбухающих пакетов в его структуре. Уменьшение содержания указанных пакетов в структуре вновь возникающей фазы обусловливается повышением в межслоях количества К и сопровождается увеличением размеров удлиненных частиц, особенно в ширину. В разностях, наиболее богатых  $K_2O$ , как показывают наблюдения, указанные пластинки характеризуются весьма значительной шириной и приобретают пирамидальные окончания. Отсюда следует, что слоистые минералы трехэтажного типа с удлиненной формой частиц представляют непрерывный по содержанию К в их структуре и дисперсности частиц ряд, каждый член которого связан с образованием в определенных термобарических условиях и при наличии в среде минералообразования в преобладающем количестве таких химических элементов, как Si, Al, K и в значительно меньшем Mg, Fe, и особенно  $Fe^{2+}$ . Это показывает, что среда, в которой возникают минералы указанного ряда, должна быть открытой, т. е. характеризоваться окислительной обстановкой.

На подстадиях катагенеза  $T-A$  в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований сохраняется лишь менее 10 % разбухающих слоев, в связи с чем локализация молекул воды в межслоевых промежутках возникающих в этом случае гидрослюдов имеет островковый характер.

Удаление реликтов последнего слоя межпакетной воды происходит в процессе перехода пород в зону метагенеза, в которой устойчивыми фазами являются серицит и хлорит. Последний представлен чаще всего  $Fe-Mg$ -разновидностью и представляет в этом случае несколько более обогащенный магнием минерал, возникший на предшествующих стадиях преобразования пород.

Все это показывает, что наиболее существенные преобразования глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в зону повышенных температур происходят на границах  $B-D$ ,  $G-J$  и частично  $OC-T$ . Параллельно с минералогическими особенностями последовательно изменяются и физико-механические свойства пород. В частности, для оценки свойств глинистых отложений, которые, в отличие от песчано-алевритовых пород, на ранних стадиях катагенеза преобразуются быстрее (см. рис. 77), наибольшее изменение имеют: коэффициент ориентировки частиц, плотность, общая пористость, естественная влажность, микротвердость, одноосное сжатие, скорость продольных волн, степень размокания и др. Следует, однако, подчеркнуть, что на фоне общего прогрессирующего изменения указанных свойств З. А. Кривошеева [18] выделила в верхней части зоны  $D$  и нижней части  $G$ , а также менее четко выраженной в низах зоны  $OK$  так называемые аномальные горизонты. В пределах этих горизонтов физико-химические свойства либо близки к постоянным, либо испытывают тенденцию к противоположному изменению, по сравнению с вмещающими толщами. Ниже этих горизонтов общий ход изменения рассматриваемых свойств вновь восстанавливается. Такие отклонения связаны с последовательными этапами выделения воды из глинистых пород, причем на границе  $B-D$  выделяется в основном вода, находившаяся первоначально в адсорбированно-связанном состоянии, на границе  $G-J$  в свободное состояние переходит вода, трансформированная из воды полислоев на частицах глинистых минералов, а к низам зоны  $OC$  выделяется наиболее прочно связанная вода ближней гидратации ионов  $Na$  и  $Ca$ , в количественном отношении близкая к условному монослою. Эти этапы интенсивной дегидратации пород сопровождаются общей перестройкой их структурно-текстурных особенностей, следствием чего является инверсия свойств в пределах указанных выше горизонтов.

Приведенные выше данные о генезисе глинистых минералов на континенте, их изменении в процессе денудации кор выветривания, мотогенеза, седиментогенеза, постседиментационного преобразования на различных стадиях литогенеза, а также возникновение аутигенных разновидностей этих минералов как в осадке, так и в сформировавшейся из него породе показывают, что особенности их в осадочном чехле земной коры обусловлены следующими тремя факторами.

Первым — главным фактором является характер выветривавшихся в определенных климатических условиях пород с учетом тектонического положения области сноса, т. е. рельефа размываемой территории (по отношению к зонам накопления продуктов денудации). Так, с гумидным, особенно тропическим, климатом, связаны максимальные объемы образования на пенепленизированных территориях глинистого элювия, тогда как аридные и тем более нивальные климатические условия не способствуют формированию указанных продуктов. Одновременно с этим к различным типам литогенеза приурочены специфические глинистые минералы. Особенностью минералообразования в условиях гумидного климата является преобладание среди них диоктаэдрических разновидностей слоистых силикатов. В отличие от этого, аридный климат определяет образование на континенте лишь минералов слоисто-цепочечного типа (сепиолита и палыгорскита). В то же время ледовый литогенез связан, главным образом, с физическим разрушением исходных пород.

Ко второму — весьма существенному фактору относится гидрoхимический тип конечного бассейна седиментации, в который поступает с континента материал. Так, при сносе с континента интенсивно химически разложенного материала и накоплении его в континентальных, большей частью пресных водоемах формирующиеся в этом случае осадки содержат преимущественно глинистые минералы диоктаэдрического типа (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит и соответствующие им смешанослойные образования). В свою очередь, накопление в морских бассейнах как указанных продуктов, так и триоктаэдрических минералов (слабое химическое выветривание исходных пород) обуславливает в дальнейшем сохранение в указанных выше пределах не только первых, но и вторых, тогда как в случае поступления последних в водоемы континентального типа они разрушаются. При этом гидрoхимический характер среды определяет на стадиях седиментогенеза и диагенеза либо деградацию, либо аградацию глинистых минералов аллотигенного типа, а также в условиях засушливого климата аутигенное образование в глинистых осадках и их але-

вритовых разностях минералов слоисто-цепочечного типа, т. е. наиболее ранней генерации.

Третьим — важным фактором является развитие процесса аутигенного образования глинистых минералов слоистого типа ранней (бертьерин, хлорит, каолинит, «удлиненно-чешуйчатый монтмориллонит») и поздней (удлиненно-пластинчатая гидрослюда) генераций в первоначально проницаемых песчано-алевритовых или трещинных разностях различных пород (карбонатных, сульфатных, глинисто-карбонатных и т. д.) на соответствующих стадиях их катагенетического изменения. Необходимо подчеркнуть, что при наиболее низких термобарических параметрах среды возникают триоктаэдрические минералы, а при наиболее высоких — последовательно разновидности монтмориллонита и гидрослюда с удлиненной формой частиц. Соответственно каолинит, вследствие образования его на стадиях как гипергенеза, так и среднего катагенеза, характеризуется различным генезисом. На катагенетической стадии решающее значение приобретает унаследованность первичной среды либо ее резкое изменение, так как от состава и минерализации пластовых вод в песчано-алевритовых породах непосредственно зависит характер возникающих в них новообразований. Следует иметь в виду, что на ранних стадиях постседиментационного преобразования осадка между водами бассейна осадконакопления и иловой водой существует относительная близость состава и минерализации. Соответственно на поздних стадиях изменения сформировавшихся из осадков пород определенная аналогия между поровыми водами, оставшимися в глинистых породах, и пластовой водой в песчано-алевритовых отложениях может существовать только при унаследованном их составе от седиментационных вод (с учетом метаморфизма последних при увеличении глубин залегания пород). Такие условия характерны, обычно, для отложений с закрытой гидродинамической системой. В отличие от этого, при открытой системе за счет интенсивного, как правило, движения пластовых вод и, самое главное, наличия в этом случае как посторонних источников питания, так и постоянных зон их разгрузки состав вод на различных стадиях катагенеза пород может значительно отличаться от седиментационных. Поэтому на поздних стадиях литогенеза преобразование аллотигенных минералов в глинистых и песчано-алевритовых отложениях, как правило, характеризуется специфическими особенностями, что связано с различной проницаемостью их и возможностью существенного изменения в песчано-алевритовых породах первичной среды осадконакопления. Вследствие этого если в условиях закрытой системы новообразования в песчано-алевритовых породах по фазовому составу близки к аллотигенным разностям глинистых минералов, слагающих глинистые породы, то в открытых — аутигенез в проницаемых породах имеет, как правило, иную направленность, чем характер изменения глинистых минералов в глинах (или аргиллитах).

Все это показывает, что глинистые минералы осадочных пород являются полигенными образованиями, связанными в основном с корами выветривания и кристаллизацией их из минерализованных растворов, а также последовательной трансформацией как первично аллотигенных, так и аутигенных минералов ранней генерации в более устойчивые разности по мере погружения отложений в зоны, характеризующиеся прогрессирующим увеличением давлений, и особенно температур.

Необходимо также подчеркнуть, что наибольший эффект изучения глинистых минералов, в том числе при решении различных геологических вопросов, может быть получен только в процессе анализа их с единых генетических позиций. При этом последние должны основываться на объективных данных о кристаллическом строении и закономерностях изменения глинистых минералов на различных стадиях литогенеза. Такая комплексная методология изучения глинистых минералов обеспечивает получение наиболее полных сведений как при выяснении общих аспектов их кристаллического строения, так и при геологической интерпретации результатов изучения глинистых минералов, включая различные проблемы практического использования их. Особенно важное прикладное значение имеет выявление типоморфных особенностей глинистых минералов при подразделении осадочных толщ на подзоны катагенеза, в пределах которых определены разновидности этих минералов, в зависимости от  $P$ ,  $T$  и  $X$  среды, характеризуются устойчивостью (с учетом необратимой эволюции их в осадочном чехле земной коры).

Являясь взаимосвязанными, первые два из указанных параметров определяются тектоническими условиями залегания пород и непосредственно зависят от их мощности и степени дислоцированности. Третий фактор для закрытых систем отражает, главным образом, гидрохимический характер бассейна осадконакопления, тогда как для открытых, как мы отметили выше, он может не соответствовать перичной среде осадконакопления.

Полученные данные свидетельствуют о последовательном изменении аллотигенных глинистых минералов как в глинистых, так и в песчано-алевритовых породах, а также закономерном увеличении роли аутигенных глинистых минералов в песчано-алевритовых и трещинных разностях пород с глубиной их залегания. На основании этого разрез осадочного чехла земной коры может быть четко подразделен на три зоны (раннего, среднего и позднего катагенеза). В пределах указанных зон характеризуются устойчивостью или могут возникать только определенные разновидности глинистых минералов. Использование в этом отношении изложенных выше общих сведений о фазовом составе и генезисе глинистых минералов открывает возможность на основании их анализа в каждом конкретном случае надежно реконструировать процессы, связанные с формированием минералого-геохимических особенностей и физико-механических свойств осадков и пород в отдельных частях осадочного чехла земной коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов.— Сов. геология, 1965, № 5, с. 24—27.
2. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности/Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристов, Г. Т. Бро и др. Л., Недра, 1972.
3. Высокочастотная электронография в исследовании слоистых минералов/Б. Б. Звягин, З. В. Врублевская, А. П. Жухлистов и др. М., Наука, 1979.
4. Гипергенные окислы железа в геологических процессах/Ф. В. Чухров, Б. Б. Звягин, А. И. Горшков и др. Отв. ред. Н. В. Петровская. М., Наука, 1975.
5. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Под ред. Е. П. Акулишиной.— Труды ИГ СО АН СССР, вып. 223. Новосибирск, 1976.
6. Градусов Б. П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М., Наука, 1976.
7. Грим Р. Е. Минералогия глин. Пер. с англ., под ред. и с предисл. В. А. Франк-Каменецкого. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
8. Граувакки. Отв. ред. В. Д. Шутов. М., Наука, 1972.
9. Домбровская Ж. В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М., Наука, 1973.
10. Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов.— Труды ГИН АН СССР, 1976, вып. 295.
11. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И. Древние коры выветривания и поиска алмазных месторождений. М., Недра, 1983.
12. Казанский Ю. П. Седиментология. Отв. ред. А. И. Анатольева. Новосибирск, Наука, СО, 1976.
13. Конохов А. И. Зональность осадкообразования на пассивных материковых окраинах.— Вестн. МГУ. Геол., 1980, № 4, с. 32—41.
14. Конохов А. И., Гершанович Д. Е. Глинистые минералы в осадках Северо-Западной части Индийского океана и некоторые особенности терригенного осадкообразования.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 3, с. 3—19.
15. Конохов А. И., Котельников Д. Д., Москалев Н. П. Глинистые минералы в красноцветных отложениях карбона и палеогена Восточно-Чуйской впадины.— Вестн. МГУ. Геол., 1975, № 5, с. 60—71.
16. Конохов А. И., Соколов Б. А., Гайнанов А. Т. Геолого-геофизическое изучение глубоководных отложений дна мирового океана с целью прогнозирования нефтегазоносности.— В кн.: Осадочно-миграционная теория происхождения нефти и газа. М., 1978, с. 273—274.
17. Коссовская А. Д., Дриц В. А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов.— Литол. и полезн. ископ., 1985, № 5, с. 16—38.
18. Кривошеева З. А. Об изменении физико-химических свойств глин и аргиллитов в зоне катагенеза.— Вестн. МГУ, Геол., 1972, № 3, с. 80—89.
19. Курносов В. Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). М., Наука, 1982.
20. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М., Наука, 1978.
21. Литология и нефтегазоносность юго-востока Сибирской платформы/Б. В. Корнев, В. Т. Работнов, В. Т. Гудзенко и др. М., Наука, 1980.
22. Методическое руководство по петрографо-минералогическому исследованию глин./М. Ф. Викулова, Е. И. Орешников, Б. М. Васовский и др. М., Госгеолтехиздат, 1957.
23. Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Пер. с франц. Под ред. А. Г. Коссовской. Л., Недра, 1968.
24. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, Наука, СО, 1977.

25. *О диагностике и генезисе шамотитов в древних осадочных породах*/ А. В. Шилин, Д. Д. Котельников, Н. А. Солодкова и др.—Вестн. МГУ. Геол., 1979, № 4, с. 49—58.
26. *Особенности серпентина из кимберлитов и ассоциирующих с ними пород Якутии*/Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Д. Д. Котельников и др.—В сб.: Новые данные о минералах. Вып. 31, М., Наука, 1983, с. 65—81.
27. *Петров В. П.* Основы учения о древних корах выветривания. М., Наука, 1967.
28. *Прошляков Б. К.* Вторичные изменения терригенных пород коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974.
29. *Рентгеновские методы и структура глинистых минералов.* Под ред. Г. В. Брауна. Перев. с англ. М., Мир, 1965.
30. *Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты).* Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. Л., Недра, 1983.
31. *Русько Ю. А.* Каолинизация и каолиниты Украинского щита. Киев, Наукова Думка, 1976.
32. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1971; 2-е издание, перераб. и доп. М., Недра, 1980.
33. *Слукин А. Д., Домбровская Ж. В.* Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. М., Наука, 1979.
34. *Страхов Н. М.* Основа теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
35. *Структурные и генетические особенности глинистых минералов в отложениях позднего докембрия Енисейского кряжа и Канско-Тасеевской впадины*/ Н. А. Солодкова, Б. Б. Звягин, Д. Д. Котельников и др.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 8, с. 39—50.
36. *Термический анализ минералов и горных пород.* Л., Недра, 1974.
37. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А.* Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных P-T параметрах. Л., Недра, 1983.
38. *Хитров В. Г., Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.* Использование метода кластер-анализа при изучении особенностей химизма продуктов выветривания.— В сб.: Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск, 1982, с. 138—145.
39. *Холодов В. Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. (На примере Восточного Предкавказья), М., Наука, 1983.
40. *Шаркина Э. В.* Строение и свойства органоминеральных соединений. Киев, Наукова думка, 1976.
41. *Beitelspacher H., Van der Marel H.* Atlas of elektron microscopy of clay minerals and their admixtures. Amsterdam—London—New York, 1968.
42. *Bürst J. E.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation of petroleum migration.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, v. 53, p. 73—93.
43. *Coastal sedimentary environment*/Frey R., Basan P. et al. New York—Berlin: Springer Verlag, 1978.
44. *Dunoyer de Segonzac G.* The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review.—Sedimental., 1970, v. 15, N 3/4. p. 281—346.
45. *Edzward J. K., O'Meila C. R.* Clay distribution in recent estuarine sediment.—Clays and Clay Minerals, 1975, v. 23, p. 39—44.
46. *Hayes J. B.* Polytypism of chlorite in sedimentary rocks.—Clays and Clay Minerals, 1970, v. 18, p. 285—306.
47. *Lucas J.* The transformation of clay minerals during sedimentation study on Triassic clays.—Mem. Serv. Carte Géol. D'Alsace—Lorraine, 1962, No. 23, 202 p.
48. *Sudo T.* Mineralogical study of clays of Japan. Tokyo, Maruzen, 1959.
49. *Weaver Ch. E., Beck K. C.* Miocene of the SE United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment.—Sedimentary Geology, 1977, v. 17, N 1/2 (Spec. issue).

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>I. Кристаллическое строение и классификация глинистых минералов . . . . .</b>	<b>5</b>
1. Общие сведения . . . . .	5
2. Структурные особенности слоистых силикатов . . . . .	5
Строение полиэдрических сеток . . . . .	5
Взаимное сочетание полиэдрических сеток . . . . .	6
Главнейшие типы структур глинистых минералов . . . . .	8
Политипизм . . . . .	12
3. Номенклатура и классификация глинистых минералов . . . . .	14
<b>II. Характеристика и комплексная идентификация глинистых минералов . . . . .</b>	<b>16</b>
1. Общие сведения . . . . .	16
2. Слоистые минералы . . . . .	17
Семейство 1:1 . . . . .	17
Семейство 2:1 . . . . .	27
Семейство 2:1:1 (2:2) . . . . .	40
3. Слоисто-цепочечные (слоисто-ленточные) минералы . . . . .	58
4. Смешанослойные образования (минералы) . . . . .	65
<b>III. Образование глинистых минералов на континенте . . . . .</b>	<b>96</b>
1. Общие сведения . . . . .	96
2. Особенности выветривания различных пород . . . . .	97
Глинистые минералы в корах выветривания и почвах . . . . .	97
Геохимия и кинетика выноса элементов при формировании элювиальных толщ . . . . .	107
3. Закономерности образования глинистых минералов в процессе выветривания и почвообразования . . . . .	113
<b>IV. Изменение глинистых минералов на путях переноса . . . . .</b>	<b>120</b>
1. Общие сведения . . . . .	120
2. Денудация кор выветривания и первичных пород в различных географических и климатических зонах . . . . .	120
3. Перенос глинистого материала в зоне перехода от континента к океану . . . . .	126
Шельф . . . . .	126
Материковый склон и его подножье . . . . .	128
Абиссальные котловины . . . . .	129
4. Закономерности изменения глинистых минералов в процессе переноса обломочного материала . . . . .	130
<b>V. Накопление глинистых минералов в осадках континентального типа . . . . .</b>	<b>132</b>
1. Общие сведения . . . . .	132
2. Роль климата в процессе накопления осадков . . . . .	133
3. Осадки пресных и осолоненных водоемов . . . . .	134
Пресные водоемы . . . . .	134
Осолоненные водоемы . . . . .	138
4. Закономерности изменения глинистых минералов в процессе накопления континентальных отложений . . . . .	140
<b>VI. Накопление глинистых минералов в осадках морей и океанов . . . . .</b>	<b>147</b>
1. Общие сведения . . . . .	147
2. Зональность накопления осадков . . . . .	148

3. Осадки эпиконтинентальных морей и пассивных окраин континентов	148
Эпиконтинентальные моря	148
Окраины континентов	151
Участки выхода к океану крупных рек	160
4. Осадки активных окраин континентов и островных вулканических дуг	162
Окраины континентов	162
Островные дуги	168
5. Осадки абиссальных котловин	170
6. Закономерности изменения глинистых минералов в процессе накопления морских и океанских осадков	172
<b>VII. Изменение аллотигенных и возникновение аутигенных глинистых минералов в процессе постседиментационного преобразования осадков</b>	<b>185</b>
1. Общие сведения	185
2. Особенности литификации (диагенеза) терригенных осадков различного гранулометрического состава	186
Гидродинамический режим проницаемых пластов в отложениях крупных осадочных бассейнов	186
Литификация глинистых осадков	187
Литификация песчано-алевритовых осадков	188
3. Изменение глинистых минералов в глинистых и глинисто-карбонатных породах на стадии катагенеза	189
4. Изменение и аутигенное образование глинистых минералов в песчано-алевритовых и карбонатных породах на стадии катагенеза	209
Значение унаследованности гидрохимических условий осадконакопления	209
Роль возраста пород и геостатического давления	217
Влияние геотермического градиента	225
Роль направленного давления (стресса)	228
5. Изменение глинистых минералов на стадии метагенеза	230
6. Окремнение пород	232
7. Значение наложенных гидротермальных процессов	234
8. Закономерности изменения глинистых минералов в диагенезе и на различных этапах катагенеза	236
Заключение	241
Список литературы	244

МОНОГРАФИЯ

**Дмитрий Дмитриевич Котельников**  
**Александр Иванович Коныхов**

## **ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД**

Редактор издательства *В. И. Макеев*  
Переплет художника *А. Я. Толмачева*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технические редакторы *А. В. Трофимов, В. Ю. Любимова*  
Корректор *Е. М. Федорова*

ИБ № 5940

---

Сдано в набор 23.01.86. Подписано в печать 20.05.86. Т-10847. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага кн.-журн. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 15,5.  
Усл. кр.-отт. 15,5. Уч.-изд. л. 17,49. Тираж 2350 экз. Заказ 775/249—1. Цена 1 р. 20 к.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва,  
Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

1p20к

1945-1946

4984

1945