

Эрика ЮРГЕНСОН

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В СИЛУРИЙСКИХ ПОРОДАХ СЕВЕРНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Силурийские породы Северной Прибалтики сложены преимущественно известняками, доломитами, мергелями и домеритами, реже глинами и граптолитовыми аргиллитами. Карбонатные породы содержат нерастворимый остаток (алевритово-глинистую примесь) в основном больше 10%. Содержание пелитовой фракции в нерастворимом остатке, а также в глинах и аргиллитах составляет 60—90%. Минералогическому анализу обычно подвергаются частицы диаметром $< 2\mu$. Остальная пелитовая часть (фракция 0,002—0,01 мм) исследовалась сравнительно мало и в основном оптическим методом.

В ходе данной работы проанализирован минеральный состав 480 образцов из нерастворимого остатка карбонатных пород, глин и граптолитовых аргиллитов и 100 образцов метабентонитов. Образцы были отобраны главным образом из буровых скважин Эстонии (Йыгева, Селисте, Нурме, Кирикукюла, Абья, Икла, Рухну, Муху, Охесааре), меньше из Латвии (Колка, Талси, Вентспилс, Плявинас, Таурупе) и Литвы (Кунколай, Плунге, Вирбалис).

Глинистые минералы изучались оптическим (в ориентированных агрегатах) и рентгенометрическим методами. Рентгеноструктурные анализы проводились в кабинете минералогии ТГУ под руководством К. Утсала (200 анализов) и в рентгенометрической лаборатории Института геологии под руководством Э. Пирруса (аналитик Д. Гурфел). В обеих лабораториях использовался дифрактометр УРС-50ИМ с медными и железными анодами. Скорость поворота счетчика была в большинстве случаев 2 град/мин, реже 1 град/мин. При оценке содержания отдельных минералов в исследуемой фракции использовали соответствующие градуированные графики, составленные по эталонным смесям.

Данные наших исследований показали, что силурийские глины (включая глинистую часть карбонатных пород) генетически подразделяются на два типа — морской осадочный и вулканогенно-осадочный. Преобладает первый тип, второй ограничивается лишь метабентонитовыми прослоями.

Морской осадочный тип

Эти глины представлены одной ассоциацией — хлоритово-иллитовой с небольшой примесью смешанослойных минералов типа монтмориллонит-иллит и монтмориллонит-хлорит. Преобладает в ней иллит — 60—90%, содержание хлорита колеблется в пределах 5—35%, реже 40% (средне-медианное 21,2%), содержание смешанослойных минералов не превышает 10—20%. Из неглинистых минералов во фракции $< 2\mu$ установлены кварц, полевые шпаты, карбонаты (сидерит, анкерит, доломит, кальцит), гематит и гетит.

Иллит (гидрослюда) изучен оптическим и рентгенодифрактометри-

ческим методами. Характерные параметры минерала следующие: показатели преломления в ориентированных агрегатах $N'_g = 1,581-1,590$, $N'_p = 1,562-1,577$; двупреломление $N'_g - N'_p = 0,02-0,03$. На дифрактограммах наблюдаются базальные рефлексы с межплоскостными расстояниями d , равными 9,95—10,10 Å (001); 4,94—5,0 Å (002); 3,31—3,33 Å (003) и 2,48—2,50 Å (004). Лучше выражены рефлексы с d , равными 10 и 5 Å. Обычно это острые пики с различной степенью симметричности. В 75% случаев пик 10 Å имеет асимметричное плечо в сторону малых углов. Положение таких рефлексов после термической обработки (2 ч при 500°C) и гликоляции (этиленгликолем) либо не изменяется, либо немного смещается в сторону больших углов, а рефлекс становится более четким и симметричным. Такая дифракционная картина свойственна разбухающим иллитам, имеющим в своем составе небольшое количество (до 10—15%) монтмориллонитовых слоев (Кууспалу и др., 1971). Наличие разбухающих слоев подтверждают и химические анализы. Во фракции $< 2\mu$ (учтены образцы с содержанием хлорита ниже 20%) среднее содержание K_2O составляет 6,37%, т. е. оно значительно ниже 8,75% — среднего содержания типичных иллитов, установленного Ч. Е. Вивером (Weaver, 1965). На это же указывает и соотношение интенсивностей пиков 10 Å/5 Å, которое у наших иллитов колеблется в пределах 2,0—6,0 (среднемедианное 3,84), а у хорошо кристаллизованных иллитов должно быть около 2,5 (Weaver, 1965). Об умеренной степени кристаллизации говорит и значение отношения А : В (sharpness ratio; Weaver, 1960), колеблющееся в пределах 1,5—3,5, реже 6 (рис. 1) и характеризующее иллиты в неметаморфизованных осадочных глинах.

По структурному типу наш иллит диоктаэдрический полиморфной модификации.

В некоторых случаях на дифрактограммах появляются неострые, асимметричные пики у 10,08 Å, которые после гликоляции расщепляются, а после нагревания уменьшаются, что указывает, вероятно, на присутствие смешанослойных минералов типа монтмориллонит-иллит, обычно характерных для вулканогенно-осадочных глин. Содержание монтмориллонит-иллита в морских осадочных глинах небольшое (10—20%), о чем можно судить по появлению после гликоляции очень слабого рефлекса у 12 Å. Количество монтмориллонитовых слоев в структуре оценивается в пределах 15—35% (4 : 1).

Хлорит во фракции $< 2\mu$ определен пока только рентгенометрическим методом. Характеризуется этот минерал в основном двумя базальными рефлексами — 14 Å (001) и 7 Å (002). В наших образцах первый варьировал от 13,8 до 14,25 Å, а второй — от 7,00 до 7,14 Å. Поскольку общее содержание хлорита в образцах не превышало 35%, то остальные рефлексы — 4,74, 3,54 и 2,84 Å — были выражены очень слабо. Измерения показали, что в преобладающей части образцов из двух характерных рефлексов более интенсивным является рефлекс 7 Å. Это типично для железистых хлоритов. Магнезиальные хлориты, у кото-

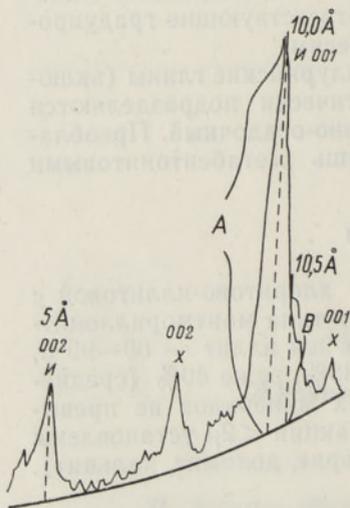


Рис. 1. Изменение высоты А : В (sharpness ratio = отношение резкости) и интенсивности рефлексов 10 Å (001) и 5 Å (002) на дифрактограммах.

рых интенсивность рефлекса 14 Å превышает интенсивность 7 Å, установлены пока в некоторых образцах из нижнего лландовери в Восточной Эстонии (Йыгева) и в образце из верхнего венлока в Северо-Западной Латвии (Вентспилс). Довольно равноценные интенсивности пиков 7 и 14 Å дали образцы из среднего лландовери и верхнего венлока в Юго-Западной Эстонии (Рухну). Интенсивность рефлекса 14 Å после термической обработки увеличивается, а рефлекса 7 Å уменьшается или исчезает. Около 60% исследованных проб показывают после нагревания (500°) смещение первого базального рефлекса до 13,5 Å, что указывает на плохую кристаллизацию и частичную дегидратацию минерала. Около 5% проб имели после нагревания сдвиг до 13,40 Å, что свидетельствует о наличии небольшой примеси (5—10%) смешанослойных минералов типа монтмориллонит-хлорит.

Вулканогенно-осадочный тип

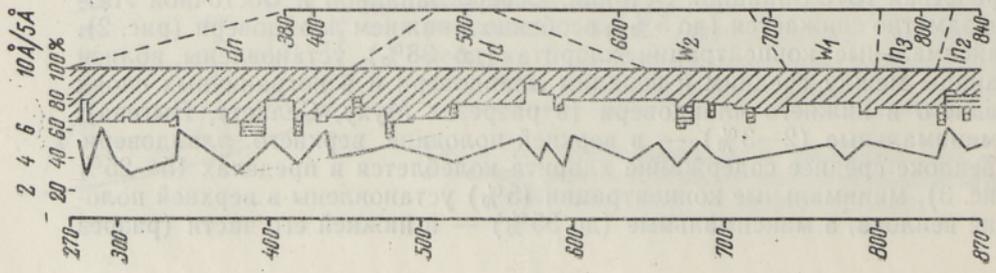
Эти силурийские глины исследованы более полно (Юргенсон, 1964, 1970; Утсал, Юргенсон, 1971; Ратеев, Градусов, 1971). Их минеральный состав гораздо разнообразнее состава глин морского осадочного типа. Выделяются четыре минеральные ассоциации. Более распространенной является первая — смешанослойный монтмориллонит-иллит, иллит, хлорит и каолинит. Преобладает смешанослойный монтмориллонит-иллит с монтмориллонитовыми слоями до 40%. Содержание иллита колеблется от 10 до 40%, каолинита от 0 до 20% и хлорита от 5 до 10%. Во второй ассоциации доминирует иллит с небольшим содержанием смешанослойных минералов типа монтмориллонит-иллит (10—30%), хлорит (около 10%) и каолинит (10%). В третьей ассоциации главную роль играет каолинит в сопровождении смешанослойного монтмориллонит-иллита (до 40%), реже иллита. Хлорит в этой ассоциации не установлен. Четвертая ассоциация в отложениях Северной Прибалтики встречается редко. Она больше распространена в силурийских метабентонитах Скандинавии. В ней на первом месте стоит монтмориллонит в сопровождении каолинита, хлорита и иллита.

Из неглинистых минералов во фракции $<2\mu$ рентгенометрически определены кварц, гетит, реже карбонаты (доломит) и полевые шпаты.

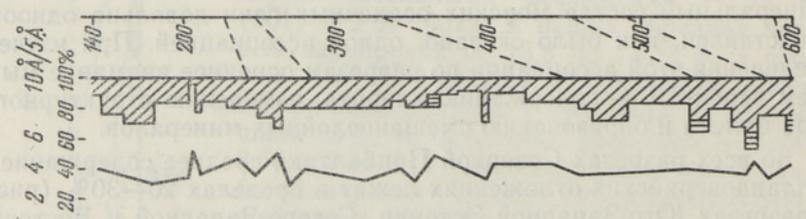
Распределение глинистых минералов в силурийском разрезе

Минеральный состав морских осадочных глин довольно однообразен и представлен, как было сказано, одной ассоциацией. При изучении распределения этой ассоциации по разрезам основное внимание мы уделяли трем аспектам — содержанию хлорита, изменению структурного характера иллита и образованию смешанослойных минералов.

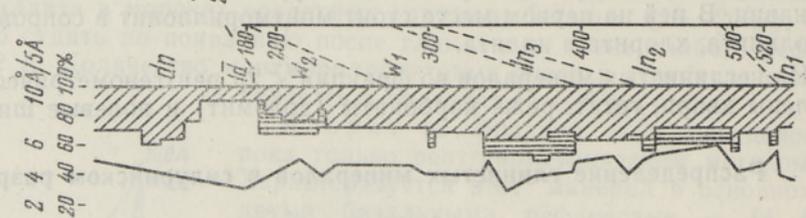
Во всех разрезах Северной Прибалтики среднее содержание хлорита в лландоверийских отложениях лежит в пределах 20—30% (рис. 2, 3), а в разрезах Юго-Западной Эстонии, Северо-Западной и Восточной Латвии заметно снижается (до 5%), особенно в нижнем лландовери (рис. 2). Максимальные концентрации хлорита (до 38%) установлены вблизи границы между средним и верхним лландовери и в пограничных слоях среднего и нижнего лландовери (в разрезах Муху, Селисте, Йыгева), а минимальные (2—3%) — в верхней половине верхнего лландовери. В венлоке среднее содержание хлорита колеблется в пределах 15—25% (рис. 3), минимальные концентрации (5%) установлены в верхней половине венлока, а максимальные (до 35%) — в нижней его части (разрез



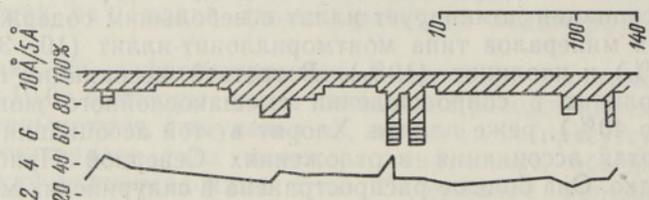
ВЕНТСПИЛС



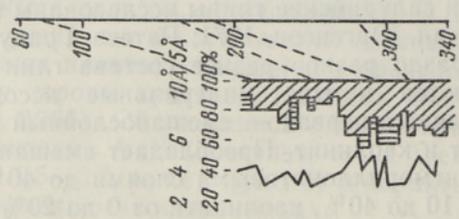
ТАЛСИ



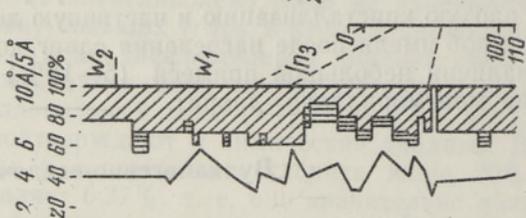
РУХНУ



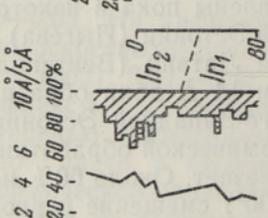
ИКЛА



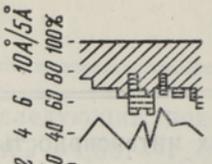
МУХУ



СЕЛИСТЕ



НУРМЕ



ЙИГЕВА

- 1 — [white box]
- 2 — [diagonal lines]
- 3 — [vertical lines]
- 4 — [solid line]
- 5 — [dashed line]

Рис. 2. Распределение глинистых минералов и изменение отношений 10 Å/5 Å (фракция <math>< 2\mu</math>) в силурийских разрезах Северной Прибалтики. 1 — иллит, 2 — хлорит, 3 — смешанный монтмориллонит-иллит, 4 — значения отношений 10 Å/5 Å, 5 — границы стратиграфических единиц.

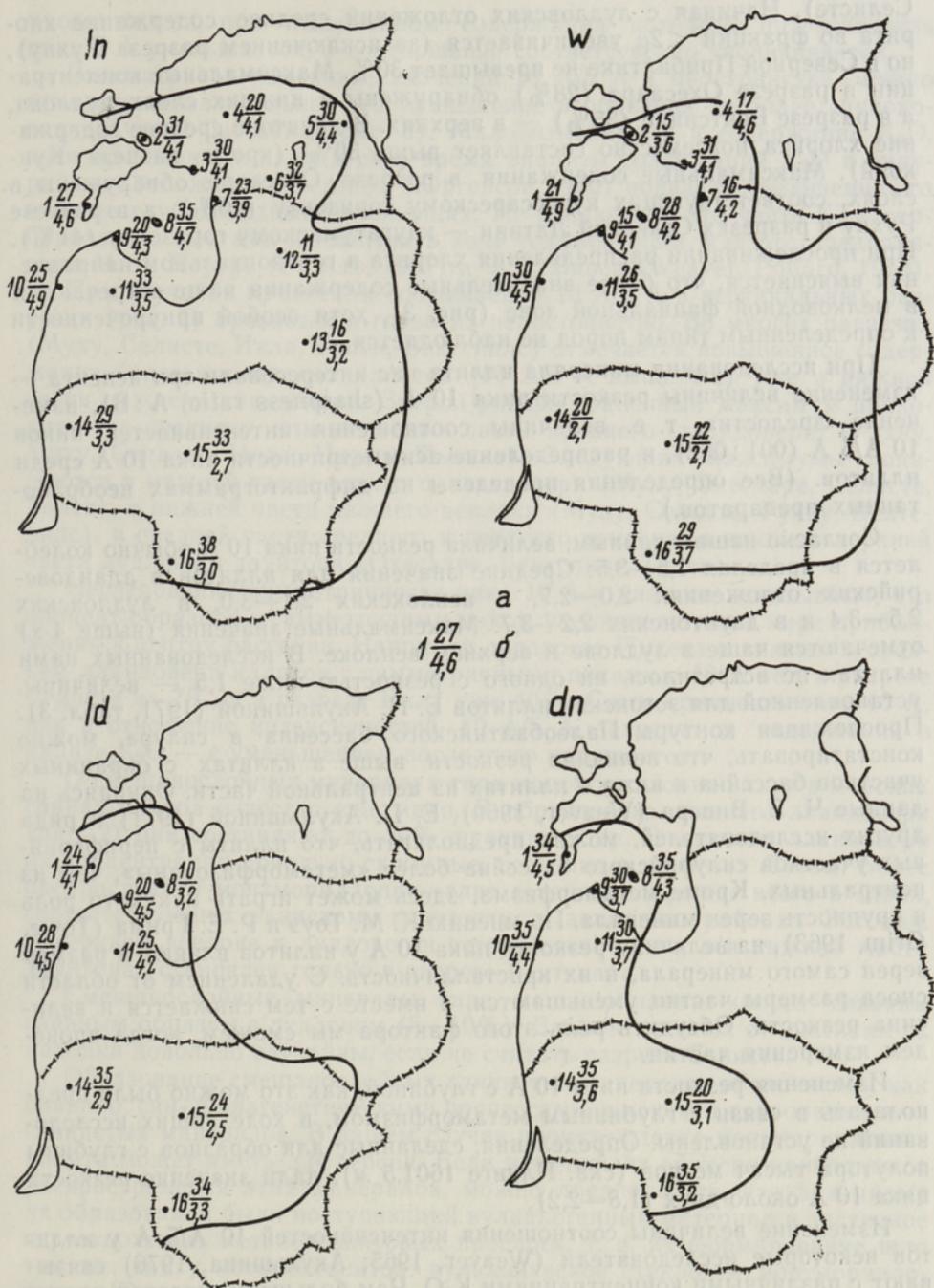


Рис. 3. Распределение средних содержаний хлорита и средних значений 10А/5А (фракция <2μ) в ландоверийских (ln), венлокских (w), лудловских (ld) и даунтонских (dn) отложениях Прибалтики. а — линия эрозии отложений, б — номер скважины, причем в числителе среднее содержание хлорита, а в знаменателе среднее значение отношений 10А/5А. Скважины: 1 — Охесааре, 2 — Муху, 3 — Селисте, 4 — Нурме, 5 — Пыгева, 6 — Абя, 7 — Икла, 8 — Рухну, 9 — Колка, 10 — Вентспилс, 11 — Талси, 12 — Таурупе, 13 — Плавинас, 14 — Плунге, 15 — Кунжояй, 16 — Вирбалис.

Селисте). Начиная с лудловских отложений среднее содержание хлорита во фракции $<2\mu$ увеличивается (за исключением разреза Рухну), но в Северной Прибалтике не превышает 30%. Максимальные концентрации в разрезе Охесааре (28%) обнаружены в нижних слоях лудлова, а в разрезе Вентспилс (35%) — в верхних. В даунтоне среднее содержание хлорита повсеместно составляет выше 30% (кроме разреза Кункояй). Максимальные содержания в разрезе Охесааре обнаружены в слоях, соответствующих курессарескому горизонту (40%), а в разрезе Рухну и разрезах Северной Латвии — каугатумаскому горизонту (41%). При прослеживании распределения хлорита в горизонтальном направлении выясняется, что более значительные содержания чаще встречаются в мелководной фациальной зоне (рис. 3), хотя особой приуроченности к определенным типам пород не наблюдается.

При исследовании минерала иллита нас интересовали три аспекта — изменение величины резкости пика 10 \AA (sharpness ratio, A : B), изменение «зрелости», т. е. величины соотношения интенсивностей пиков $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ (001 : 002), и распределение асимметричности пика 10 \AA среди иллитов. (Все определения проведены на дифрактограммах необработанных препаратов.)

Согласно нашим данным, величина резкости пика 10 \AA обычно колеблется в пределах 1,5—3,5. Средние значения для иллитов в лландоверийских отложениях 2,0—2,7, в венлокских 2,1—3,0, в лудловских 2,5—3,4 и в даунтонских 2,2—3,7. Максимальные значения (выше 4-х) отмечаются чаще в лудлове и верхнем венлоке. В исследованных нами иллитах не встретилось ни одного с резкостью ниже 1,5 — величины, установленной для эстонских иллитов Е. П. Акульшиной (1971, табл. 3). Прослеживая контуры Палеобалтийского бассейна в силуре, можно констатировать, что величина резкости выше в иллитах с окраинных участков бассейна и ниже в иллитах из центральной части. Опираясь на данные Ч. Е. Вивера (Weaver, 1960), Е. П. Акульшиной (1971) и ряда других исследователей, можно предполагать, что иллиты с периферийных участков силурийского бассейна более «метаморфизованы», чем из центральных. Кроме метаморфизма, здесь может играть какую-то роль и крупность зерен минерала. По мнению К. М. Тоуэ и Р. Е. Грима (Towe, Grim, 1963), на величину резкости пика 10 \AA у иллитов влияют и размер зерен самого минерала, и их кристалличность. С удалением от области сноса размеры частиц уменьшаются, а вместе с тем снижается и величина резкости. Обсудить роль этого фактора мы сможем, когда проведем измерения частиц.

Изменения резкости пика 10 \AA с глубиной, как это можно было предполагать в связи с глубинным метаморфизмом, в ходе наших исследований не установлены. Определения, сделанные для образцов с глубины полутора тысяч метров (скв. Плунге 1601,5 м), дали значение резкости пика 10 \AA около двух (1,8—2,2).

Изменение величины соотношения интенсивностей $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ у иллитов некоторые исследователи (Weaver, 1965; Акульшина, 1976) связывают с различными концентрациями K_2O . Чем больше выщелочен иллит, т. е. чем меньше он содержит K_2O , тем выше величина этого соотношения. У изученных нами иллитов соотношение интенсивностей $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ колебалось в пределах 2,0—6,0. К сожалению, у нас проведено мало анализов с параллельным измерением величины $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ и содержания K_2O . Имеющиеся же данные не показывают такой четкой корреляции, как это установлено для типичных иллитов (Weaver, 1965). Следует еще учесть, что у иллитов с очень высоким значением $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ может быть

много железа, при повышенном содержании которого интенсивность пика 5 \AA уменьшается, а соотношение соответственно увеличивается.

Рассматривая изменение значений $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ в пространстве, можно отметить незначительное его уменьшение в образцах из более глубоководной части бассейна (рис. 3). Мало изменяются и содержания K_2O , хотя проведенные нами в свое время анализы содержаний K_2O в силурийских отложениях Эстонии (Юргенсон, 1970) показали увеличение его в более глубоководных отложениях. Не исключено, что часть K^+ адсорбировалась местами в иллитах в ходе седиментации, как это предполагают М. Ч. Поуерс (Powers, 1957) и Ч. Е. Вивер (Weaver, Pollard, 1973).

При изучении изменения соотношений $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ в вертикальных разрезах (рис. 2) бросается в глаза их непостоянство. Во многих разрезах (Муху, Селисте, Икла, Талси, Вентспилс) отмечается повышенное содержание более выветрелых иллитов ($10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$ выше 4-х) уже в нижней части нижнего лландовери. Второй распространенный максимум приходится на среднюю или верхнюю часть среднего лландовери (Рухну, Муху, Селисте, Икла, Нурме, Йыгева). Следующие максимумы появляются в нижней части верхнего лландовери (Муху, Охесааре, Селисте, Талси), в нижней части нижнего венлока (Муху, Селисте, Рухну, Вентспилс), в средней части среднего и верхнего венлока, а также в верхней части лудлова и даунтона (Охесааре, Вентспилс, Талси).

Исследования симметричности пика 10 \AA у иллитов показывают, что процент образцов с симметричным пиком увеличивается по мере приближения к центру бассейна. Например, в разрезе Йыгева в нижнем и среднем лландовери иллитов с симметричными пиками у 10 \AA нет, в разрезе Селисте их 7%, а в разрезе Икла уже 40%. Симметричность пика 10 \AA , как и отношение интенсивностей $10 \text{ \AA}/5 \text{ \AA}$, зависит от содержания в иллите K_2O — с уменьшением последнего нарушается.

О смешанослойных минералах типа монтмориллонит-иллит в морских глинах силура известно еще мало. В образцах из среднего лландовери (рис. 2) они составляют до 20% фракции $<2\mu$. В верхнем лландовери их концентрации довольно скромные, особенно в разрезах Литвы. Более распространен монтмориллонит-иллит в венлоке, прежде всего в слоях, соответствующих яанискому горизонту в западных районах Эстонии. В верхнем венлоке и лудлове он встречается редко, а в нижней части даунтона установлен только в разрезе Вентспилс.

Смешанослойные минералы типа монтмориллонит-хлорит связаны главным образом с лудловом (5—10%). В более древних отложениях их находки довольно случайны, если не считать разреза Селисте.

Образование смешанослойных глинистых минералов объясняется, как правило, син- и диагенетическими процессами изменения первоначальных глинистых минералов. В нашем случае происхождение монтмориллонит-иллита может иметь две версии. Если исходить из времени наибольшего распространения этих минералов, можно предполагать, что причинами их образования были поступающий вулканогенный материал и частичное переотложение метаботонитовых прослоев, т. е. их формирование шло так же, как у метаботонитов: вулканическое стекло \rightarrow монтмориллонит + K^+ = монтмориллонит-иллит. Аналогичная ситуация для среднего ордовика в Северной Америке описана Ч. Е. Вивером (Weaver, 1960).

С другой стороны, поскольку монтмориллонит-иллит распространен и в прибрежных районах силурийского бассейна, например в разрезе Йыгева, где метаботониты не обнаружены, не исключено, что он был привнесен с материка. В ходе выветривания калий выщелачивался из слюнистых минералов (мусковита, биотита, иллита), образуя смешанослойные минералы. Попадая в морскую среду, они могли вновь адсорби-

ровать калий и превращаться частично или полностью в иллит. Такие процессы наблюдаются и в современных осадках Черного моря (Бутузова и др., 1975). Если же при выветривании калий терялся полностью и образовывался разбухающий минерал с характерными чертами монтмориллонита, то попав в морскую среду, он был способен адсорбировать калий только частично, превращаясь в смешанослойный монтмориллонит-иллит (Weaver, Pollard, 1973). Этим можно объяснить появление монтмориллонит-иллита в некоторых относительно глубоководных силурийских отложениях (граптолитовых аргиллитах, афанитовых известняках) Прибалтики, не имевших прямой связи с вулканизмом.

Происхождению же монтмориллонит-хлорита можно дать, по-видимому, другое объяснение. Смешанослойный минерал такого типа обычно считается диагенетическим, образовавшимся из терригенного монтмориллонита (Weaver, Pollard, 1973). По мнению Р. Е. Грима (Grim и др., 1961), для образования монтмориллонит-хлорита требуются повышенная соленость воды и присутствие магния. В наших пробах в 90% случаев происхождение монтмориллонит-хлорита обязано доломитам, домеритам и доломитовым известнякам и мергелям.

Распределение ассоциаций глинистых минералов в метаботонитах силура Прибалтики отличается своеобразием и сложностью. Установить здесь какие-нибудь закономерности трудно, хотя некоторые попытки в этом направлении сделаны (Ратеев, Градусов, 1971). Выяснено, что ассоциации с преобладанием монтмориллонита и монтмориллонит-иллита распространены больше в западных районах и связаны с глинистыми отложениями. Ассоциации с преобладанием иллита и каолинита приурочены к восточным и южным районам и связаны с более мелководными карбонатными отложениями. Одним из определяющих факторов, повлиявших на распределение этих минералов, можно считать условия осадконакопления, хотя и среди глинистых отложений западных районов обнаружены метаботониты, почти полностью состоящие из иллита (скв. Охесааре, нижний венлок) или каолинита (там же, верхний лландовери). Безусловно, какую-то роль сыграли и состав исходного вулканического материала и вторжение в виде примеси терригенного материала, как это предполагает М. А. Ратеев для каолиновых метаботонитов Литвы (Ратеев, Градусов, 1971).

Обобщая изложенное выше, можно сказать, что пенеплезированный рельеф, осадочные и метаморфизованные породы в области сноса дали тонкозернистый выветрелый исходный материал, из которого в бассейне сформировались осадки однообразного минерального состава. Однако слабые колебания в минеральном составе и структуре отложений на разной глубине и на различном удалении от берега бассейна, а также некоторые корреляционные связи с терригенным алевритовым материалом говорят о том, что общие тектонические изменения в бассейне отразились и на характере глинистого компонента. Обращает на себя внимание, что по мере трансгрессии моря минеральный состав глин становится все разнообразнее, а структурный характер иллитов, содержание хлорита и смешанослойных минералов в силурийских глинах меняются незначительно. Можно предполагать, что основные физико-химические процессы формирования минералов происходили в области сноса и поэтому большая часть поступавших в бассейн иллитов и хлоритов не претерпела существенных изменений. Более значительным син- и диагенетическим процессам (перекристаллизации, адсорбции K^+) подверглись только вулканический материал и небольшое количество глин монтмориллонитового состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск, 1971, с. 117—121.
- Акульшина Е. П. Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. — Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. Новосибирск, 1976, вып. 223, с. 9—14.
- Бутузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. А. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря. — Литология и полезные ископаемые, 1975, № 1, с. 3—11.
- Кууспалу Т., Ванамб В., Утсал К. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента. — Уч. записки ТГУ, тр. по геологии, 1971, вып. 286, с. 152—163.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Типы смешанослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура—ордовика Прибалтики. — Литология и полезные ископаемые, 1971, № 2, с. 74—93.
- Утсал К., Юргенсон Э. Минералогия метабентонитов Эстонии. — Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1971, т. 20, № 4, с. 336—348.
- Юргенсон Э. А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. — В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 87—100.
- Юргенсон Э. А. Терригенные породы. Метабентониты. — В кн.: Силур Эстонии (ред. Кальо). Таллин, 1970, с. 66—68.
- Grim, R. E., Droste, J. B., Bradley, W. F. A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. — Clays Clay Miner., Proc. Natl. Conf. Clays Clay Miner., 1961, v. 8, p. 228—236.
- Powers, M. C. Adjustment of land derived clays to the marine environment. — J. of Sed. Petrology, 1957, v. 27, N 4, p. 355—372.
- Towe, K. M., Grim, R. E. Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the Middle Devonian (Ludlowville). New York. — Amer. J. of Sci., 1963, v. 261, N 9, p. 839—861.
- Weaver, Ch. E. Possible uses of clay minerals in the search for oil. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, v. 44, N 9, p. 1505—1513.
- Weaver, Ch. E. Potassium content of illite. — Science, 1965, v. 147, N 3658, p. 49—51.
- Weaver, Ch. E., Pollard, R. D. The chemistry of clay minerals. Developments in sedimentology 15. Amsterdam, London, New York, 1973.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
19/IV 1977

Erika JURGENSON

SAVIMINERAALIDE PAIKNEMINE PÕHJA-BALTIKUMI SILURI KIVIMEIS

On määratud Põhja-Baltikumi siluri kivimeis sisalduva savikomponendi (fraktsiooni \varnothing alla 2 μm ; 480 analüüsi) mineraloogiline koostis ja selle põhjal eristatud kaks savide tüüpi: merelis-settelised (kloriit-illiidne assotsiatsioon) ja vulkaanilis-settelised savid (segakihilised montmorillonit-illiidne, illiidne, kaoliniitne ja montmorillonitne assotsiatsioon). Ülekaalus on esimene tüüp, kusjuures põhilise osa selles moodustab illiid. Kloriid paikneb basseini äärealadel, seal on vähesel määral ka segakihilisi mineraale. Vulkaanilised savid esinevad õhukeste metabentoniidikihtidena. Merelis-setteliste savide koostis viitab nende terrigeensele päritolule ja hilisemad muutused on väheulatuslikud; vulkaaniliste savide kujunemises on olulist osa etendanud ümberkristalliseerumine ja K^+ adsorptsioon.

Erika JURGENSON

DISTRIBUTION OF CLAY MINERALS IN NORTH-BALTIC SILURIAN ROCKS

Detailed study of the clay mineralogy of Silurian rocks reveals two suites of minerals of different origin: the marine, represented by the chlorite-illite association and volcanic, represented by associations with prevailing mixed-layer montmorillonite-illite, illite, kaolinite or montmorillonite. The main part of the Silurian clays are of marine origin, represented mostly by illite. Chlorite is more frequently distributed in the near-shore areas, with an admixture of mixed-layer minerals. Volcanic clays occur in thin metabentonite beds. The composition of the chlorite-illite association and some of the structural peculiarities of illite show clearly the terrigenous origin of most of the marine clays which have undergone only slight metamorphism in the basin of sedimentation. The volcanic clays, on the contrary, have changed significantly (recrystallization and K^+ adsorption).