

Г. В. КАРПОВА

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ  
И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ  
В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва 1972

УДК 552.523.551.31

**Карпова Г. В.** Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972. 174 с.

В книге описаны глинистые минералы ряда угленосных и терригенных формаций. Охарактеризованы возможные процессы образования глинистых минералов и их парагенетические связи на различных стадиях существования осадка и породы. Рассмотрена эволюция отдельных групп глинистых минералов, создающая определенные минеральные ряды в течение стадий катагенеза и метагенеза на примере осадочных комплексов Большого Донбасса, Северного Кавказа и Крыма.

Работа является примером нового кристаллохимического подхода к изучению глинистых минералов и представляет интерес для широкого круга специалистов по осадочным породам.

Таблиц 32, иллюстраций 31, фототаблиц 12, список литературы — 175 названий.

552



## ВВЕДЕНИЕ

Глинистые минералы являются объектом исследования самых различных научных дисциплин, причем интерес к ним преследует как практические, так и теоретические цели. В последнее время в исследовании глинистых минералов интенсивно развивается новое направление, которое связывает их с определенными геологическими формациями. При этом тонкодисперсные силикаты, для которых обычно сохраняется название «глинистые минералы», рассматриваются наряду с другими терригенными и аутигенными минеральными видами как полноправные члены минеральных ассоциаций. Устанавливаются генетические связи глинистых минералов с материалом областей сноса и с конкретными обстановками седиментогенеза. В то же время тонкости их кристаллохимии и кристалломорфологии служат индикаторами различных стадий постседиментационного преобразования осадочных пород. Даже пределы устойчивости унаследованного глинистого материала и определенная направленность его изменений в конкретных геологических условиях может быть использована для характеристики стадий породообразования.

Глинистые минералы позволяют характеризовать физико-химические условия природного минерального аутигенеза в различных частях земной коры от профиля выветривания до перехода осадочных пород в метаморфические. Однако определение конкретных физико-химических параметров среды минералообразования в этих случаях возможно только при использовании структурных особенностей отдельных минеральных видов, изоморфных замещений и различных типоморфных признаков, а также результатов экспериментального синтеза.

Использование глинистых минералов в генетических целях стало более распространено после того, как были выделены три основных генетических типа глинистых минералов: а) обломочные, или унаследованные; б) трансформированные (Lucas, 1963); в) новообразованные.

Однако в связи с методическими трудностями не всегда можно тонкодисперсные глинистые минералы отнести к тому или иному генетическому типу. Поэтому в последнее время очень большой интерес проявляется к изучению устойчивости в конкретных природ-

ных и экспериментальных условиях различных полиморфных и политипных модификаций слоистых и псевдослоистых силикатов, а также смешаннослойных образований, которые рассматриваются как промежуточные фазы. Так, В. Д. Шутовым (1961, 1966) описаны кристаллохимические преобразования в природных условиях ряда каолинит—диккит и каолинит—накрит, а М. Ф. Викуловой и Б. Б. Звягиным (1965) установлено определенное фаціальное распределение структурных разновидностей каолинита, что подтверждено М. Г. Бергером (1969) на полтавской серии Украины. Детали постседиментационного изменения обломочного мусковита и биотита изучены А. Г. Коссовской и В. Д. Дрищем (1963), а первая генетическая интерпретация политипии триоктаэдрических хлоритов дана Б. Брауном и С. Бэйли (Brown, Bailey, 1962).

Очень интересные результаты содержатся в экспериментальных работах последних лет, посвященных моделированию процессов трансформации глинистых минералов. Это прежде всего целый ряд работ по структурным и фазовым превращениям глинистых минералов в гидротермальных условиях (Франк-Каменецкий, Котов и др., 1963, 1969) и минеральному синтезу (Виар, Сабатье, 1969). В первом случае была изучена устойчивость ряда минералов в определенных *PT*-условиях и установлена роль катионов в образовании смешаннослойных фаз. Во втором — на базе диоктаэдрического иллита в зависимости от условий эксперимента были последовательно получены триоктаэдрические монтмориллонит, корренсит и хлорит, что соответствует минералам реального природного объекта — верхнеприасовым глинам Западной Европы.

Попыткой охарактеризовать все возможные процессы образования глинистых минералов, их устойчивость в различных фаціальных обстановках явилась работа Ж. Милло (1964—1968). В ней обобщен очень большой фактический материал, принадлежащий зарубежным исследователям, и использован своеобразный эволюционный подход к изучению глинистых минералов в сериях осадочных пород.

Наиболее распространенными до сих пор природными объектами, позволяющими изучать изменение глинистых минералов и их генетические связи, являются терригенные и угленосные отложения, находящиеся на различных стадиях постседиментационного преобразования. Объясняется это не только пороодообразующим значением глинистых минералов для большинства пород этих отложений, но и возможностью выделения достаточного количества мономинеральных агрегатов. Мощные разрезы полифаціальных угленосных и терригенных отложений позволяют изучать глинистые минералы всех трех генетических типов и использовать их для характеристики отдельных стадий осадочного процесса. Проблема же изучения стадий осадочного пороодообразования связана непосредственно с задачами практики, с прогнозом месторождений.

При стадийном переходе от первичноосадочных пород к метамор-

фическим могут создаваться месторождения руд черных и цветных металлов, стройматериалов, огнеупорного и стекольного сырья, сырья для тампонажных и буровых растворов, твердых каустобюлитов, нефтегазовые и т. д. Иногда постседиментационные изменения месторождений ухудшают качество руд или делают их непригодными для промышленности. Оценка интенсивности и характера постседиментационных изменений приобретает сейчас большое значение и при проектировании скважин глубокого бурения. Емкостно-фильтрационные свойства газонефтеносных отложений также связаны с постдиагенетическими изменениями. Иными словами, оценка вторичных изменений на основе стадийного анализа становится необходимой при любом геологическом прогнозе, связанном с осадочными формациями.

Стадийность осадочного процесса положена Н. М. Страховым (1960) в основу учения о типах литогенеза, а для гумидного породообразования им разработана детальная схема диагенеза — стадии превращения осадка в породу, подтвержденная впоследствии громадным фактическим материалом.

Дополнительные данные для характеристики гумидного литогенеза получены при изучении формирования минерального состава глин в угленосных отложениях в зависимости от конкретного типа обломочного материала, фациальных условий и длительности диагенеза на примере различных угленосных формаций (Коссовская, Шутов, 1963<sub>2</sub>). Стадийность изменения осадочных пород, постепенное нарастание интенсивности постдиагенетических изменений, последовательный переход осадочных пород в метаморфические устанавливались при изучении многих осадочных формаций (Копелиович, 1965; Коссовская, 1962; Логвиненко, 1957, 1965; Перозно, 1964; Larsen, Chilingar, 1967). Исчерпывающая характеристика постдиагенетических изменений осадочных пород, включающая подробный анализ всех факторов вторичных изменений, стадий, минеральных фаций и зональности, содержится в работе Н. В. Логвиненко (1968). В ней не только детально освещено современное состояние проблемы вторичных изменений, но и сформулированы дальнейшие задачи.

Проблема вторичных изменений осадочных пород охватывает большой круг вопросов: терминологию, инженерно-геологические и гидрогеологические задачи, физико-химическую и термодинамическую характеристику фазовых преобразований и минеральный синтез, наконец, генетическую минералогию глинистых минералов. Особый интерес представляет переход региональных постдиагенетических изменений в метаморфические, установление верхней границы метаморфизма погружения (Винклер, 1969).

Разумеется, при изучении эволюции глинистых минералов в связи с вторичными изменениями осадочных пород большое значение имеет выбор объекта исследования. Геологический фон для детального изучения глинистых минералов создается при точной формационной, климатической и фациальной характеристике, надежной

стратиграфической основе, разнообразии первичного обломочного материала и т. д.

Для настоящей работы основным объектом исследования послужили каменноугольные отложения прогиба Большого Донбасса — юго-западного окаймления Восточно-Европейской платформы. Единый разрез верхнего палеозоя с достаточно разработанной стратиграфической схемой на площади всего прогиба, надежная фациальная изученность, разнообразие петрографических типов пород, различие тектонической природы двух участков региона — Донбасса (миогеосинклиналь) и Днепровско-Донецкой впадины (платформа) — послужили основой для минералогических исследований тонкодисперсного глинистого материала. Дополнительными объектами были триасовые континентальные и юрские бассейновые платформенные отложения северо-западной окраины Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины, неогеновые континентальные образования Украины, флишевая триасовая формация Крыма и триасовые отложения Предкавказья, юрские и каменноугольные угленосные и терригенные отложения Северного Кавказа и т. д. Весь материал по глинистым минералам касается угленосных терригенных и красноцветных формаций геосинклинального и платформенного типов.

Роль вулканического материала при глинообразовании рассмотрена на примере вулканогенно-терригенных формаций юры и карбона Северного Кавказа. Кроме основных минеральных групп глинистых минералов описаны возможные процессы их образования и парагенетические связи на различных стадиях изменения осадочных пород. Установлен целый ряд ассоциаций глинистых минералов, которые определяются фациальными и петрографическими типами пород и типом формации. Эти минеральные ассоциации представляют собой совместное нахождение минералов одновременного или последовательного генезиса. На стадии катагенеза роль унаследованных аллотигенных минералов в этих ассоциациях еще значительна. Однако минеральные ассоциации катагенеза, как и метагенеза, устойчивы в ограниченной области, а каждая стадия постдиагенетических изменений является *PT*-областью существования минеральных парагенетических ассоциаций регионального типа. В то же время преэминентность минеральных структурных и изоморфных разновидностей для определенных групп глинистых минералов, а иногда и парагенетические связи между представителями различных групп создают, кроме того, так называемые минеральные постдиагенетические ряды. Существование подобных рядов для триоктаэдрических хлоритов, диоктаэдрических гидрослюд и других минералов является свидетельством эволюции силикатов в мощных осадочных сериях пород и в какой-то степени позволяет говорить о некоторых закономерностях постдиагенетических фазовых переходов, которые не всегда определяются термодинамическими законами (Верма, Кришна, 1969).

Подбор образцов для изучения осуществлялся с учетом страти-

графической привязки и фашиальной принадлежности. Особое внимание уделялось природным минеральным концентрациям (цементы, примазки, выполнение трещин, псевдоморфозы по растительным остаткам и т. п.). Основным фазовым методом анализа был рентгеновский анализ, причем наряду с дифрактометрией использовался и фотометод. Кроме образцов без предпочтительной ориентации снимались текстурированные препараты с последовательной химической и термической обработкой. Для некоторых образцов фиксировались структурные особенности методами рентгеновской дифракции и дифракции электронов. Метод микродифракции в ряде случаев применялся для идентификации глинистых минералов со сходной морфологией частиц (пальгорскит и гидрослюда). Инфракрасная спектроскопия использовалась при характеристике изоморфных замещений в определенных сериях природных образцов (хлориты, гидрослюда).

Морфология минеральных частиц изучалась в электронном микроскопе методом суспензий на просвет, иногда с оттенением частиц. Реплики со свежей поверхности скола, характеризующие степень идиоморфизма кристаллических индивидуумов, применялись для специально подобранного ряда образцов с гидрослюдистым и вторично-кварцевым цементом.

Для полуколичественной оценки глинистых минералов использовался термовесовой анализ (Логвиненко, Карпова, Кулеско, 1964) и дифрактометрия с интегральной интенсивностью рефлексов 001 и 060 и поправочными коэффициентами для обработанных образцов (Рентгеновские методы, 1965). Номенклатура стадий изменения осадочных пород соответствует представлениям Н. М. Страхова и Н. В. Логвиненко (1959) и Н. Б. Вассоевича (1962).

Фактический материал содержится в главах I (описание групп глинистых минералов) и II (анализ ассоциаций глинистых минералов и их формационная принадлежность). В последних трех главах дается интерпретация фактического материала.

Автор выражает признательность С. И. Берхин, Б. Б. Звягину, В. А. Дрицу, В. Г. Космачеву, А. Г. Коссовской, Г. Ф. Крашенинникову, Г. И. Кулеско, Н. В. Логвиненко, В. И. Муравьеву, В. П. Петрову, В. А. Франк-Каменецкому, В. Д. Шутову за критические замечания и интерес к работе.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### Вопросы классификации

К глинистым минералам относят силикаты со слоистой и слоисто-ленточной структурой, для которых характерны псевдогексагонально расположенные кремнекислородные (алюмокремнекислородные) тетраэдры, соединенные с октаэдрическими слоями. Современные представления о структурах этих силикатов основаны на классических работах Полинга (Pauling, 1930), Брегга (1937), и Н. В. Белова (1947, 1951).

Слоистые структуры образованы двумерными сетками алюмокремнекислородных тетраэдров и гидроксилкислородных октаэдров, в центрах которых могут располагаться  $Al^{+3}$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Mg^{+2}$  и другие катионы. Двумерные тетраэдрические и октаэдрические сетки образуют несколько вариантов сочетаний, что положено в основу структурных классификаций. Так, к двуслойным (двухэтажным) минералам относится группа каолинита (одна тетраэдрическая и одна октаэдрическая сетка), к трехслойным (трехэтажным) — группа монтмориллонита и гидрослюд (одна октаэдрическая и две тетраэдрические сетки), к группе хлорита — слоистые силикаты, образованные чередованием трехслойных пакетов со слоями бруситового (гидраргиллитового) типа.

Дальнейшее подразделение силикатов проводится по степени заполнения катионами позиций октаэдрического слоя. В диоктаэдрических слоистых силикатах каждый третий октаэдр в сетке — пустой, а остальные заселены преимущественно трехвалентными катионами. В триоктаэдрических структурах все октаэдры заселены в основном двухвалентными катионами. Дополнительной структурной характеристикой для слоистых силикатов является заполнение межслоевого промежутка, что связано как с химическим составом, так и с типом связи, существующей между слоями. При замещении в тетраэдрах Si на Al (Fe) возникает отрицательный заряд слоев, который компенсируется крупными катионами (K, Na) в межслоевых промежутках с ионной формой связи (гидро-

слюды). Замещения у монтмориллонитов происходят в октаэдрах, а в межслоевых промежутках располагаются катионы обменного комплекса и молекулы воды, гораздо слабее связанные с пакетами, чем в гидрослюдах. У каолинитов слои нейтральны, а между гидроксиллами и кислородами соседних слоев возникают водородные связи (ОН—О). Кроме слоистых силикатов, среди глинистых минералов есть силикаты с псевдослоистой, или слоистой, структурой (сепиолиты, палыгорскиты).

Кроме общих представлений о структурах слоистых силикатов, возможна различная детализация структур, которая связана с изучением явлений полиморфизма, политипии и упорядочения. В употреблении терминов «полиморфизм» и «политипия» нет единства, однако в последнее время в структурах минералов предлагается различать три группы структурных изменений (Верма, Кришна, 1969; Соболева, 1964):

1) полиморфное превращение — когда происходит полная перестройка структуры с изменением координации катионов;

2) политипия — когда изменяется положение структурных элементов (слоев, пакетов) относительно друг друга при сохранении структуры внутри этих элементов (сохранение структурного мотива, координационного числа и пр.);

3) упорядочение (беспорядок → порядок) — когда изменяется распределение катионов, а трехмерный каркас полностью сохраняется (Пинскер, 1960).

Для глинистых минералов возможны все три типа структурных изменений. Например, sudoит (Müller, 1963; Франк-Каменецкий, 1965), являющийся диоктаэдрическим минералом каолинитового состава с хлоритовой структурой, представляет собой полиморфную разновидность каолинита, в то время как дикиит, накриит и каолинит могут рассматриваться, как политипы. Серии политипов выделены для триоктаэдрических и диоктаэдрических слюд (Smith, Yoder, 1956), хлоритов (Brown, Bailey, 1962), причем теоретическая возможность выделения из бесконечного множества сочетаний тетраэдрических и октаэдрических сеток ограничивается требованиями однородности, периодичности и образованием водородных связей. Далеко не все теоретически возможные структурные политипы устанавливаются в природных образованиях, что связано с весьма ограниченным химическим составом глинистых минералов.

Для слоистых силикатов очень большое значение имеют смещения сеток и слоев на величины, кратные  $b/3$ , что приводит к нарушению упорядоченности и образованию разновидностей, характерных для того или иного природного процесса. Искажения реальной структуры слоистых силикатов настолько обычны, что Е. В. Радословичем (Radoslovich, 1963) была предложена новая «идеальная» структура слоистых силикатов, предусматривающая замену гексагональной сетки дитригональной, наличие обязательного смещения октаэдрических слоев относительно тетраэдриче-

ских, величину координационного числа, равного шести, вместо двенадцати.

Б. Б. Звягин использует политипные модификации, определяемые закономерностями взаимного расположения слоев, в качестве одного из классификационных признаков своей схемы классификации глинистых минералов, а Р. Маккензи (Mackenzie, 1963) считает, что в будущей классификации глинистых минералов номенклатура политипов, являясь более удобной, логичной и легко запоминаемой, заменит сложные и громоздкие названия глинистых минералов. Номенклатура глинистых минералов неоднократно обсуждалась Международным комитетом по изучению глин, но из многочисленных классификационных схем в СССР наиболее распространены схемы Б. Б. Звягина и В. А. Франк-Каменецкого (1965).

В минералогии слоистых силикатов кроме минералов с регулярными структурами и политипных модификаций, а также нарушений упорядоченности рассматриваются так называемые смешаннослойные образования. Это такие образования, у которых слои и пакеты различного типа чередуются, причем упорядоченность чередования может быть также различной. Устанавливаются как упорядоченные, так и неупорядоченные смешаннослойные образования.

В классификациях смешаннослойных структур (Франк-Каменецкий, 1961) для упорядоченных смешаннослойных образований предложены определенные названия (аллевардит, корренсит, ректорит и др.). К упорядоченным образованиям относится и сангарит, описанный В. А. Дрицем и А. Г. Коссовской (1964). Иногда при описании смешаннослойных фаз авторы прибегают просто к описанию характера переслаивания (хлорит—монтмориллонит, слюда—монтмориллонит и т. п.).

В природе гораздо чаще встречаются неупорядоченные смешаннослойные фазы. Они устанавливаются в гидротермальных образованиях, почвах и осадочных породах. Наиболее распространенными неупорядоченными смешаннослойными минералами являются фазы диоктаэдрической серии монтмориллонит — слюда, к которой иногда относят иллит осадочных пород и почв. Термин «иллит» был предложен для слюдopodobных глинистых минералов (Grim, Bray, Bradley, 1937) и в понимании авторов термина отвечает своеобразной гидратированной слюде (гидрослюде; Gandette, Eades, Grim, 1966). Однако в ряде случаев при низкой степени упорядоченности гидрослюды высокой степени дисперсности обнаруживается и смешаннослойная природа некоторых «иллитов».

Уивер для смешаннослойных образований подобного типа предложил классификацию 2:1, основанную на идентичном структурном мотиве гидрослюды и монтмориллонита (Weaver, 1953), а Судо относил подобные структуры к группе гидратированного иллита и описывал их как смешаннослойные образования типа иллит—гидратированный иллит (Sudo, 1964). В последнее время гидратированные слюды рассматриваются как смешаннослойные

образования, сложенные слюдоподобными слоями и слоями монтмориллонитового или бейделлитового типа (Kodama, Shimoda, Sudo, 1969). Что касается термина «иллит», то его следует признать для минералогической номенклатуры неудачным, так как он может применяться только для названия групп слюдоподобных минералов в случае невозможности более детальных определений.

В терригенных и угленосных отложениях Большого Донбасса и смежных районов установлены глинистые минералы групп каолинита, гидрослюд (слюд), хлорита, монтмориллонита, палыгорскита и несколько типов смешаннослойных образований. Описательная часть содержит результаты комплексного изучения этих групп с характеристикой ряда структурных разновидностей.

### Группа каолинита

Каолинит распространен в различных петрографических и фациальных типах пород. Преимущественно каолинитовыми по составу иногда являются глинистые почвы и подпочвы угольных пластов, озерно-болотные глины, глинистые прослои в углях, а также цементы кварцевых, аркозовых и граувакковых песчаников. Скопления каолинита в песчаниках континентального типа часто приурочены к углефицированным органическим остаткам, причем каолинит заполняет полости фюзенизированной растительной ткани. В полиминеральных цементах песчаных пород бассейнового генезиса каолинит занимает обычно поровые пространства, иногда формируя псевдоморфозы по органическим остаткам с замещением карбоната кальция, а в вулканогенно-обломочных разностях замещает весь неустойчивый аллотигенный материал (см. табл. II, 1).

Каолинит песчаников имеет вид чешуйчатых, «воротничковых», розетковидных агрегатов, размеры отдельных чешуек до 0,06—0,08 мм. Показатели преломления колеблются в пределах 1,567—1,560, величина двупреломления 0,007—0,005. Часто в шлифе наблюдаются постепенные переходы в агрегаты гидрослюдизированного каолинита, а двупреломление увеличивается до 0,020. Чешуйки гидрослюды иногда располагаются в поле каолинита или по периферии обломочных зерен (см. табл. II, 2, 3). Каолинит в песчаниках может появиться в результате изменения биотита, причем каолинитом замещается вся пластинка биотита, лежащая по спайности. Если пластинка ориентирована перпендикулярно спайности, то чешуйки каолинита, как правило, развиваются поперек спайности. Создается впечатление, что деформированный кристалл биотита выщелачивается: часть пакетов представляет собой реликты обесцвеченного биотита, а часть замещена новообразованным каолинитом, кристаллы которого росли от стенок реликтового пакета. В слюдисто-кварцевых алевролитах и песчаниках с большим количеством растительного детрита можно наблюдать каолинизацию чешуек биотита, прилегающих непосредственно к растительным остаткам. По полевым шпатам каолинит развива-

ется реже, чем по биотиту, однако в случае преимущественной каолинизации каолинит метасоматически замещает не только участки зерен полевых шпатов, но также кварца и первичнохлоритизированных обломков эффузивных горных пород.

В электронном микроскопе частицы каолинита из цементов, как правило, изометричны и хорошо огранены (см. табл. I, 1, 2). Кроме

Таблица 1

Состав каолинитов

Компоненты	Номера образцов				
	300	303	304	305	306
SiO <sub>2</sub>	45,60	45,73	45,96	46,37	47,36
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,94	0,37	1,36	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,01	37,20	34,17	33,85	38,26
FeO	—	—	0,51	0,73	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	0,31	2,13	1,43	0,14
CaO	0,46	0,24	0,27	0,49	—
MgO	—	0,16	0,47	0,32	—
K <sub>2</sub> O	—	—	0,33	0,94	—
N a <sub>2</sub> O	0,16	0,36	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+300</sup>	14,10	13,54	12,94	11,36	13,81
H <sub>2</sub> O <sup>300-110°</sup>	—	0,93	0,96	2,14	—
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	—	0,83	1,54	0,96	—
С у м м а	99,99	100,24	99,81	100,16	99,98

Примечания. 300—глинистый катун в песчанике, Северо-Западный Донбасс (С<sub>3</sub><sup>3</sup>); 303—аргиллит под углем, ДДВ (С<sub>1</sub>); 304—цемент песчаника, ДДВ (С<sub>2</sub><sup>5</sup>); 305—цемент песчаника, Западный Донбасс (С<sub>1</sub>); 306—псевдоморфозы по органическим остаткам в песчанике, ДДВ (С<sub>2</sub><sup>3</sup>).

отдельных частиц, часто встречаются пакеты или столбики каолинита, ориентированные по оси *C*, или агрегаты, сросшиеся в плоскости *ab*. Каолинит из глинистых пород также правильной псевдогексагональной формы с различным размером частиц (см. табл. I, 3, 4, 5). В препаратах из суспензий, содержащих каолинит с диккитом, форма частиц и совершенство кристаллографического облика одинаковы, поэтому отличить диккит от каолинита невозможно, однако такой высокой степени совершенства кристаллов, какой характеризуется диккит гидротермального генезиса (Нагольный

кряж) среди эпигенетических минералов группы каолинита не встречено (см. табл. I, б).

Кривые нагревания типичны для хорошо окристаллизованных каолинитов (рис. 1), потеря в весе почти равна теоретической и близка аналитическим определениям (табл. 1).

Термический метод позволяет устанавливать в некоторых образцах наряду с каолинитом и дополнительную фазу с диссоциацией при  $700^{\circ}$  (рис. 2, обр. 300, 301, 302). Рентгеновским методом устанавливается принадлежность этой фазы диккиту (табл. 2), хотя пока нет оснований отрицать возможность существования крупнокристаллического каолинита с диссоциацией при  $700^{\circ}$ . Кроме характерного для минералов каолиновой группы экзотермического эффекта при  $950-1000^{\circ}$ , при термографическом исследовании каолинитов до  $1400^{\circ}$  наблюдается и более высокотемпера-

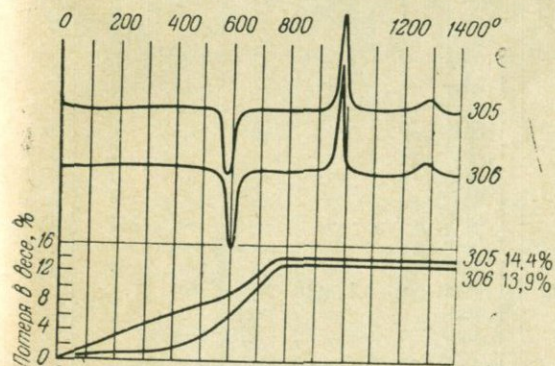


Рис. 1. Кривые нагревания и потери в весе каолинитов

305 — цемент песчаника, Западный Донбасс ( $C_1$ ); 306 — псевдоморфозы по растительным остаткам в песчанике, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^3$ ). Режим эксперимента Pt — PtRh термопара,  $V=20^{\circ}/мин$ ; эталон  $Al_2O_3$

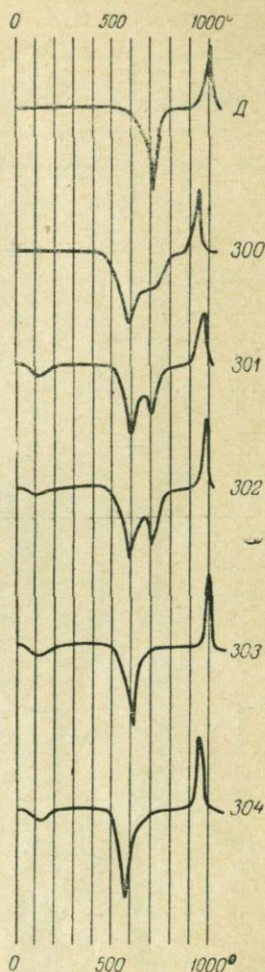


Рис. 2. Кривые нагревания минералов каолиновой группы

D — диккит гидротермального генезиса, Нагольный кряж; 300 — каолинит с диккитом из глинистого катана, Донбасс ( $C_3^3$ ); 301, 302 — каолинит с диккитом из тонштейнов, Западный Донбасс ( $C_2^2$ ); 303 — каолинит из аргиллита, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_1$ ); 304 — каолинит из цемента, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ )

Результаты рентгеновского анализа диккита

Д, природный		Д, прогретый до 700°		300, природный		300, прогретый до 600°		300, прогретый до 700°		301, природный	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	5ш	13,2°	—	—	—	—	2	13,10	—	—
10	7,12	3ш	7,08	10	7,14	2	7,10	—	—	3	10,02
6	4,46	5ш	4,46	5	4,45	1	4,45	1	4,43	10	7,10
4	4,35	—	—	6	4,35	2	4,35	—	—	1	4,85
2	4,27	—	—	—	—	1	4,28	—	—	8	4,45
5	4,16	—	—	6	4,13	2	4,13	—	—	6	4,35
—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,00	6	4,20
5	3,80	1	3,78	4	3,86	1	3,80	—	—	3	4,13
10	3,58	3ш	3,50	10	3,56	3	3,58	1	3,56	5	4,06
4	3,42	—	—	—	—	—	—	—	—	5ш	3,78
—	—	—	—	3	3,37	1	3,37	—	—	7	3,70
1	3,08	—	—	1	3,09	—	—	—	—	10	3,57
2	2,94	—	—	1	2,92	2	2,92	—	—	3	3,42
1	2,80	—	—	1	2,80	—	—	—	—	2	2,95
7	2,58	3ш	2,56	8	2,56	2	2,56	1	2,56	3ш	2,82
5	2,50	—	—	3	2,52	—	—	—	—	3	2,74
—	—	—	—	4	2,46	—	—	—	—	5	2,58
3	2,384	—	—	8ш	2,34	4	3,34	1	2,34	5	2,52
10	2,320	2ш	2,34	5	2,28	1	2,28	—	—	8	2,48
2	2,21	—	—	3	2,20	1	2,20	—	—	5	2,37
1	2,01	—	—	—	—	—	—	—	—	10	2,33
8	1,980	2	1,980	6	1,985	2	1,985	1	1,970	7	2,28
—	—	—	—	4	1,94	—	—	—	—	3	2,18
1	1,865	—	—	—	—	—	—	—	—	7	1,980
—	—	—	—	2	1,840	—	—	—	—	1	1,840
5	1,792	—	—	4	1,780	—	—	—	—	4	1,660
7	1,665	—	—	2	1,680	—	—	—	—	3	1,620
7	1,560	—	—	4	1,657	—	—	—	—	2	1,578
10	1,495	2	1,495	2	1,616	—	—	—	—	3	1,539
5	1,460	—	—	2	1,580	—	—	—	—	5	1,495
3	1,432	—	—	3	1,540	—	—	—	—	8	1,481
8	1,320	—	—	8ш	1,490	2	1,490	—	—	—	—
5	1,289	—	—	2	1,460	—	—	—	—	—	—
6	1,265	—	—	2	1,449	—	—	2	1,390	—	—
5	1,255	—	—	5	1,320	—	—	—	—	—	—
5	1,234	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1,190	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

турный пологий экзотермический эффект, связанный с образованием дополнительной кристобалитовой фазы.

По мнению Маккензи (Mackenzie, 1957), характер новообразований, связанных с экзотермическим пиком при 1000°, можно использовать для дополнительной характеристики кристаллической структуры, так как при нагревании триклинного каолинита образуется  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  и муллит, а моноклинного — только  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ , муллит же возникает при более высоких температурах. Однако существует и иной взгляд на возможность образования  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  и мул-

## и смесей диккита с каолинитом

301, прогретый до 600°		301, прогретый до 700°		302, природный		302, прогретый до 600°		302, прогретый до 700°	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	2ш	12,8	—	—	1ш	13,0	2ш	13,5
4	10,02	4	10,02	2	9,91	3	10,02	3	10,00
3	7,10	1	7,10	10	7,08	5	7,06	1	7,08
2	4,85	2	4,85	2	4,89	2	4,89	2	4,89
6	4,45	5	4,46	4	4,46	2	4,46	1	4,46
2	4,35	—	—	6	4,35	3	4,35	1	4,35
2	4,27	—	—	6	4,21	2	4,25	—	—
1	4,13	—	—	3	4,12	2	4,12	—	—
6	4,00	2	2	4	4,03	5	4,03	1	4,00
1	3,78	—	—	4ш	3,80	2	3,78	—	—
—	—	—	—	5	3,70	—	—	—	—
7	3,57	5	3,50	10	3,56	5	3,56	2	3,56
2	3,42	—	—	2	3,40	1	3,40	—	—
3	2,90	1	2,90	3	2,94	3	2,94	1	2,94
2	2,80	—	—	3ш	2,80	2	2,78	—	—
—	—	—	—	2	2,74	—	—	—	—
4	2,57	3	2,58	7	2,58	5	2,58	2	2,58
—	—	—	—	4	2,52	1	2,52	—	—
2	2,48	—	—	7	2,48	3	2,48	—	—
—	—	—	—	6	2,38	2	2,38	—	—
5	2,33	3	2,34	10	2,33	3	2,33	—	—
1	2,27	—	—	8	2,29	2	2,29	—	—
—	—	—	—	3	2,17	—	—	—	—
2	1,980	1	1,970	6	1,985	1	1,985	2	1,970
—	—	—	—	4	1,935	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,835	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,780	—	—	—	—
—	—	—	—	4	1,658	—	—	—	—
—	—	—	—	4	1,618	—	—	—	—
4	1,495	1	1,495	4	1,580	—	—	—	—
—	—	—	—	5	1,542	—	—	—	—

лита при нагревании каолинита. Считается, что фазовый состав новообразований в значительной мере определяется условиями эксперимента (Келер, 1958). В нашем случае дебаграммы продуктов нагревания при термическом анализе каолинитов, снятые после 1000°, содержали как линии  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ , так и муллита.

Дегидратация каолинита и диккита изучалась с целью использования характера дегидратации для определения этих минералов в полиминеральных смесях. Кроме того, экспериментальная проверка термоустойчивости была полезной для выяснения парагенетиче-

ских связей этих двух минералов. Так как процесс дегидратации глинистых минералов является процессом длительным, то при определенных условиях можно фиксировать возникновение промежуточных фаз в дегидратированном материале еще до окончательной потери воды.

Проблема метакаолинита, как промежуточной фазы, обсуждалась в литературе неоднократно как с теоретической, так и практической точек зрения. Известно, что кроме условий эксперимента, большую роль играют размеры кристаллов. При малых их размерах реакции в твердых фазах происходят быстро, и продукты реакции не успевают сохраняться необходимое время, чтобы быть зафиксированными каким-либо способом. Большой размер кристаллов гидротермального диккита, чем каолинита огнеупорных глин, позволил Хиллу (Hill, 1953, 1956) установить появление у прогретого диккита рефлекса  $14\text{Å}$ , хотя сам Хилл объяснял это специфической структурой диккита. Аналогичные эффекты были получены для септохлоритов, хризотила, серпентина и крупнокристаллического каолинита. При съемке ориентированных каолиновых чешуек (текстур) дифрактометрическим способом наблюдался сильный диффузный рефлекс около  $12\text{Å}$  и слабый рефлекс при  $4\text{Å}$  у неполно дегидратированного каолинита.

В нашем случае при «безводной» термической обработке минералов группы каолинита действительно удалось зафиксировать промежуточные фазы, возникшие в результате упорядоченной дегидратации (см. табл. 2). Диффузные рефлексы с максимумами при  $13,2$ — $13,6$  и  $4\text{Å}$  возникали как при обработке диккита (при  $700^\circ$ ), так и смесей диккита с каолинитом и чистого крупнокристаллического каолинита (при  $600^\circ$ ).

Тонкодисперсный каолинит глинистых пород после часового прогрева при  $600^\circ$  полностью дегидратируется без какой-либо заметной перестройки структуры, что объясняется малыми размерами кристаллов. Промежуточные фазы дегидратации могут возникнуть и в природных условиях, чему способствует и повышенное давление.

Согласно экспериментальным данным (Франк-Каменецкий, 1965), каолинит под давлением переходит в неупорядоченную разновидность и не образует диккита, а в течение кратковременной обработки (давление около  $8000\text{ атм}$  в течение 5—12 дней; Chillingar, Rieke, 1963) вообще устойчив. Вероятно, при вторичных изменениях каолиновых минералов необходимо учитывать фактор времени и присутствие жидкой фазы, тем более, что опыты по регидратации минералов каолиновой группы (Hill, 1953, 1955; Roy, Brindley, 1956) указывают на значительную легкость регенерации как каолинита, так и диккита в парах воды при  $200^\circ$ . Для перехода каолинита в диккит нужны, вероятно, специфические условия, которые существовали, например, при формировании рифейских кварцитов Восточно-Европейской платформы. В. Д. Шутовым (Шутов, Долматова, 1961; Шутов, 1966) изучена эпигенетическая диккитизация каолини-

та в цеменгах. Переход каолинита в диккит и далее в пиррофиллит связывается с перестройкой структуры каолинита под давлением без какого-либо поступления растворов в «запечатанные» поры, причем предполагают, что переходными фазами были сростки каолинита и диккита. Подобная генерация диккита описана и в нижнекаменноугольных песчаниках Кизеловского района (Еремеев, 1969).

В алевроито-песчаных отложениях Большого Донбасса (карбон) и Северного Кавказа (карбон, юра) условий для диккитизации, как правило, не возникало, а диккит характерен для пород из зон тектонически нарушенных, или со следами явно гидротермальной или низкотемпературной эпигенетической минерализации.

Данные рентгеновского анализа свидетельствуют о разнообразии структурной характеристики каолинитов из терригенных отложений. Степень совершенства кристаллической структуры определяется обычно по разрешению дуплета  $1\bar{1}1$  и  $1\bar{1}\bar{1}$ , а также по характеру рефлексов в интервале межплоскостных расстояний  $3,5-2,5\text{Å}$  (Браун, 1965). Устанавливается целый ряд каолинитов по степени упорядоченности, причем нарушения упорядоченности могут иметь двойную природу (Дриц, Кашаев, 1960). Для разновидностей каолинитов с нарушенной упорядоченностью как в строении слоев, так и в их взаимном расположении используют иногда название «файрклея».

По рекомендациям Б. Б. Звягина и других исследователей, можно наряду с триклинными каолинитами различной степени упорядоченности устанавливать и каолиниты с явными признаками моноклинности при довольно высокой степени упорядоченности, пользуясь не только электронографической съемкой от косых текстур, но и рентгеновской съемкой образцов с нарушенной текстурой.

Индикаторами моноклинной формы элементарной ячейки служат появление в интервале 020 и 200 наиболее интенсивного рефлекса 021 ( $d \approx 4,27-4,28\text{Å}$ ), отсутствие расщепления и одновременно острота пика при уменьшении интенсивности у рефлекса  $1\bar{1}1$  ( $d \approx 4,14-4,19\text{Å}$ ), нарушение симметричности в расположении  $13\bar{1}$  и  $1\bar{3}1+1$  и т. д. При этом сравнительное появление рефлексов с  $K=3k'$  и  $K \neq 3k'$  характеризуют упорядоченность структуры в направлении оси  $b$  наряду со степенью разрешения рефлексов  $0\bar{2}1$  и 021,  $1\bar{1}1$  и  $1\bar{1}\bar{1}$ . Основные типы каолинитов из каменноугольных отложений характеризуются рентгенограммами, сведенными в табл. 3. Очевидно, характер дифракционной картины образцов 2000 и 2472 не удовлетворяет триклинной модели при достаточно высокой степени упорядоченности. Меньшая степень упорядоченности и промежуточный, моноклинно-триклинный характер свойствен образцу 14. Остальные же образцы отвечают триклинным каолинитам с различной степенью упорядоченности структуры по оси  $b$  (рис. 3).

Среди изученных каолинитов отсутствуют неупорядоченные каолиниты типа «файрклея», что касается и так называемых «сухарных» глин нижнего визе ( $C_{1V1}$ ) Днепровско-Донецкой впадины.

## Результаты рентгеновского анализа каолинитов

hkl	2000		2472		14		303		304		305		306		hkl
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
001	10	7,17	10	7,20	10	7,12	10	10,0 7,12	10	7,08	10	10,02 7,02	10	7,02	001
020	2	4,45	2	4,46	2	4,46	4	4,45	5	4,46	2	4,45	3	4,45	020
11 $\bar{1}$	—	—	3	4,35	5	4,33	—	—	—	—	5	4,35	4	4,35	110
021	3	4,28	4	4,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
111	2	4,14	2	4,19	3	4,16	3	4,17	4	4,17	3	4,18	4	4,18	1 $\bar{1}$ 1
022	1	3,86	2	3,93	1	3,90	—	—	—	—	—	—	2	4,12	1 $\bar{1}$ 1
	1	3,81	2	3,85	—	—	3	3,86	4	3,84	4	3,84	2	3,86	02 $\bar{1}$
	1	3,70	1	3,69	3	3,66	1	3,70	2	3,70	2	3,72	1	3,69	021
002	10	3,58	10	3,58	10	3,56	10	3,57	10	3,56	10	3,50	10	3,50	002
	1	3,33	2	3,33	3	3,30	2	3,35	3	3,33	3	3,33	2	3,33	111
	1	2,76	—	2,82	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,12	—
	1	2,63	—	—	1	2,70	—	—	—	—	1	2,74	2	2,74	022
	2	2,57	3	2,56	10	2,56	6	2,58	7	2,57	5	2,56	5	2,56	20 $\bar{1}$ , 130, 130
	1	2,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	4	2,49	4	2,49	3	2,49	6	2,485	6	2,486	9	2,485	5	2,485	13 $\bar{1}$ , 11 $\bar{2}$ , 131, 112
	1	2,45	1	2,45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	2,38	2	2,42	2	2,42	3	2,370	3	2,370	5	2,371	5	2,370	003
	5	2,33	5	2,33	1	2,33	8	2,332	10	2,331	10	2,330	8	2,334	13 $\bar{1}$ , 113
	2	2,28	2	2,28	1	2,28	7	2,282	9	2,284	9	2,280	8	2,284	113, 131
	1	2,20	1	2,18	—	—	1	2,186	2	2,180	2	2,182	3	2,180	132, 220
	—	—	1	2,12	1	2,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	3	1,994	3	2,04	2	2,00	5	1,988	7	1,988	7	1,988	4	1,988	20 $\bar{3}$ , 133
	1	1,934	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,930	132
	—	—	1	1,810	—	—	2	1,837	3	1,835	4	1,835	4	1,837	133
	2	1,787	1	—	1	1,785	2	1,784	3	1,780	3	1,780	4	1,770	004
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,682	2	1,683	—
	3	1,660	4	1,656	3	1,658	6	1,660	7	1,658	8	1,660	8	1,659	20 $\bar{4}$ , 133
	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1,620	4	1,618	5	1,621	242, 310
	2	1,541	—	—	—	—	3	1,536	4	1,539	5	1,536	5	1,539	203
060	6	1,488	8	1,486	6	1,489	8	1,485	10	1,486	10	1,485	10	1,485	060
	1	1,367	1	1,372	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

При структурной неоднозначности каолинита в терригенных каменноугольных породах угленосных формаций Большого Донбаса необходимо отметить отсутствие неупорядоченных структурных разновидностей, что, вероятно, объясняется обязательной постдиагенетической переработкой седиментационно-диагенетического материала. Однако структурная неупорядоченность каолинита устанавливается в иных литолого-генетических комплексах. Она отмечается для неогеновых континентальных образований Днепровско-Донецкой впадины (Карпова, Кулеско, 1964<sub>1,2</sub>), для меловых и неогеновых отложений Украины (Виколова, Борисова, 1967), для разнофа-

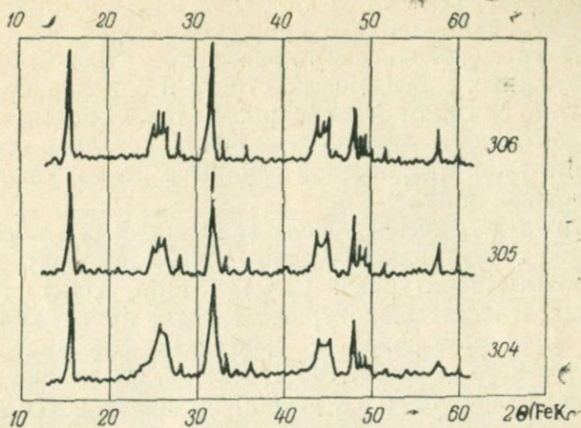


Рис. 3. Дифрактограммы триклинного каолинита различной степени совершенства кристаллической структуры

Местонахождение образцов — см. подписи к рис. 1, 2.  
 Прибор УРС-50 ИМ, Fe-отфильтрованное излучение

циальных образований полтавской серии Украины (Бергер, 1969) и для ряда других регионов (Викулова, 1964; Коссовская и др., 1964<sup>1, 2</sup>; Шутов, 1966), причем в платформенных комплексах при незначительных постдиagenетических преобразованиях упорядоченность каолинита, как правило, убывает при удалении от источника сноса и при переходе от континентальных фаций к морским. В то же время, строго упорядоченный каолинит с триклинной элементарной ячейкой не является запрещенным минералом для осадочных образований морского генезиса (Бергер, 1969).

Все это свидетельствует о том, что структурная неоднозначность каолинита может использоваться для решения различных генетических целей только на фоне детального фациального или формационного анализа.

### Группа гидрослюд (слюд)

Наиболее распространенными тонкодисперсными минералами в осадочных породах являются минералы группы гидрослюд (слюд). Трудность их идентификации объясняется тесной генетической связью с разбухающими минералами и большой редкостью мономинеральных образований. При их описании в осадочных породах используются структурный и морфологический критерии.

#### *Современные представления о классификации гидрослюд (слюд)*

Структурная номенклатура гидрослюд основана на представлениях о политипии слоистых силикатов. После ревизии всех предложенных и описанных политипов Смит и Йодер (Smith, Yoder, 1956) пришли к выводу, что возможными политипами для триоктаэдриче-

ских и диоктаэдрических слюд являются шесть политипов, четыре из которых устанавливаются в природных образцах.

Руководствуясь особенностями рассеивающей способности структур из трехэтажных слоев, можно строго и однозначно определить все политипы по снимкам от монокристаллов. Согласно Б. Б. Звягину (1964), возможность диагностики поликристаллов остается в силе именно для диоктаэдрической группы с использованием интенсивностей отражений *hkl*.

Среди диоктаэдрических слюд осадочных пород можно установить два структурных политипа: низкотемпературный (1M и 1Md) и высокотемпературный (2M<sub>1</sub>) (Smith, Yoder, 1956; Yoder, Eugster, 1955). Низкотемпературный политип принято считать аутигенным для коры выветривания, диагенеза морских отложений, аридного литогенеза (Ратеев, 1964), однако, его устойчивость в палеозойских осадочных породах расширяет пределы его распространения (Velde, 1963; Velde, Hower, 1963). Вероятно, политип 1M (1Md) наиболее типичен для осадочных пород, не подверженных интенсивным постседиментационным изменениям.

Высокотемпературному политипу в осадочных породах приписывается обломочный генезис и предполагается его трансформация из политипа 1M в условиях глубинного катагенеза (Коссовская, Дриц, Шутов, 1964<sub>2</sub>). Ограничения в определении структурных политипов связаны с трудностью выделения мономинеральных фракций, а также с различной степенью упорядоченности гидрослюды и присутствием смешаннослойных фаз. Достоверное определение политипов для слюдястых минералов глин возможно в случае невысокой степени гидратации и достаточных размеров кристаллитов.

По вопросу устойчивости политипов и их генетических связей с другими минералами среди исследователей нет единого мнения. Г. С. Иодер и Г. П. Югстер (1955) полагают, что политипы 2M не образуют нерегулярных разбухающих структур, а при измельчении аморфизуются, причем новообразованный продукт обладает уже структурой 1M. В то же время в структурно-минералогической схеме Б. Б. Звягина разности с нестрогим периодом C выделены для политипов 1M и 2M<sub>1</sub>.

*Морфологическая «номенклатура» гидрослюды* возникла с появлением электронного микроскопа. Как известно, большинство азторов устанавливает две морфологические разновидности диоктаэдрической гидрослюды: удлиненно-пластинчатую и изометрично-пластинчатую с резкими очертаниями (Weaver, 1953; Викулова, 1957; Котельников, 1965). Иногда кроме формы используют размер частиц — изометрично мелко- и крупнопластинчатый (Ратеев, 1964<sub>1, 2</sub>).

*Удлиненно-пластинчатая гидрослюда* встречается реже изометрично-пластинчатой; ее всегда считают аутигенной, причем несмотря на явное искажение идеальной формы, образование удлиненно-пластинчатой гидрослюды связывают даже с синтезом в свободном пространстве.

Так как диоктаэдрическая гидрослюда (слюда) кристаллизуется, как правило, в призматическом виде симметрии моноклинной сингонии, то контуры пластинчатых кристаллов только в идеальном случае будут близки гексагону. При одностороннем поступлении питающих потоков искаженный гексагон может быть представлен совокупностью ложных реберных форм и псевдогексагональные пластинки превратятся в комбинацию трех парारेберников с максимальным развитием одного из них (Шафрановский, 1961). Подобные формы не могут, вероятно, образоваться при синтезе в свободном пространстве тем более, что гидрослюды, полученные синтетически, имеют несколько искаженную, но изометричную форму (Yoder, Eugster, 1955).

При замещении аутигенной гидрослюдой крупных пластинок слюд или каолинита также сохраняется изометричная форма кристалла-подложки. Искажение гексагональной формы до удлиненно-пластинчатой может произойти в следующих случаях: 1) при замещении первичных пластинчатых форм; 2) при одностороннем поступлении питающих потоков, т. е. при наличии симметрии питающей среды. В этом случае предполагается однонаправленная инфльтрация раствора по трещинам или диффузия по порам; 3) при образовании сферолитов. Все эти способы образования кристаллов связаны с отсутствием свободного пространства или идеальных условий кристаллизации.

Обычно все удлиненно-пластинчатые гидрослюды относятся к структурному политу типу 1М, хотя, согласно Б. Б. Звягину, аутигенные гидрослюды этого политипа могут быть и изометрично-пластинчатыми.

*Изометрично-пластинчатая* гидрослюда характеризуется формой, наиболее приближенной к идеальной, однако в осадочных породах правильная гексагональная форма гидрослюдистых минералов редка. Корродированная форма частиц и угловатость очертаний указывает на терригенный генезис.

Изометрично-пластинчатая гидрослюда может возникать в коре выветривания магматических и метаморфических пород по слюдам и полевым шпатам и отвечать низкотемпературному политу типу, а также при размыве древних осадочных и метаморфических пород, когда в осадки попадают гидрослюды устойчивого политипа 2М<sub>1</sub>.

Почти всеми признается генерация гидрослюды при интенсивных постседиментационных преобразованиях из какой-то первичной гидратированной гидрослюды или каолинита, при этом частицы гидрослюды становятся более крупными и приобретают более резкие очертания, мало отличаясь от диспергированного мусковита.

Из терригенных пород Большого Донбасса и Северного Кавказа удалось выделить почти мономинеральные фракции, содержащие гидрослюды диоктаэдрического типа. Описание их дается по структурным политипам.

Политипу 1М принадлежит удлиненно- и изометрично-пластинчатая гидрослюды (см. табл. V, 1, 2, 3). Первая выделена из цементов мезомиктовых и полимиктовых песчаников и алевролитов. В породах песчаной размерности эта гидрослюда встречается часто,

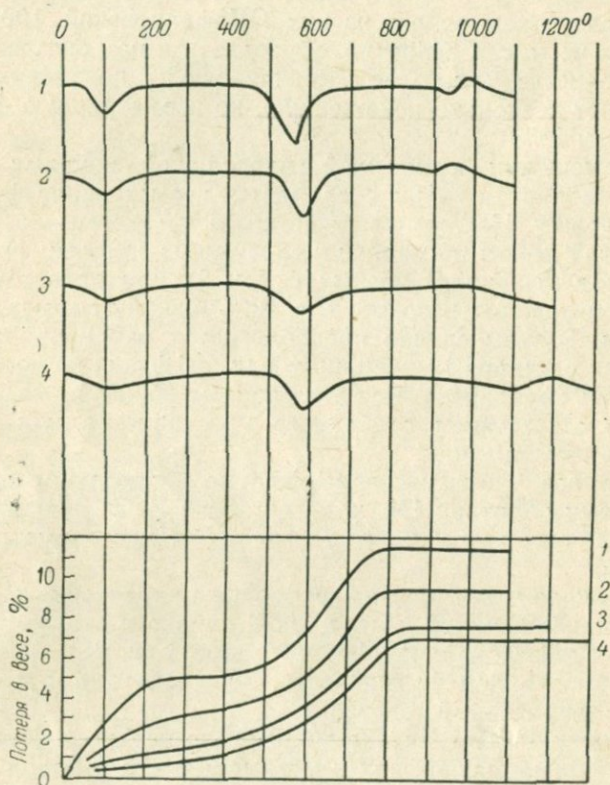


Рис. 4. Кривые нагревания и потери в весе гидрослюд политипа 1М (1Md)

1, 2, 3, 4 — номера образцов, соответствующие номерам образцов табл. 4

однако, в небольших количествах (Котельников, 1965). В генетическом отношении образцы с политипом 1М (1Md) неоднозначны.

Аутигенные гидрослюды цементов во всех случаях обладают двупреломлением порядка 0,20—0,25, слегка окрашены в зеленоватые тона и образуют тонкочешуйчатые агрегаты, волокна которых часто ориентированы одинаково относительно границ обломочных зерен (см. табл. III, 1, 2, 3).

Согласно химической характеристике (табл. 4, образцы 1, 2, 3,

Состав и некоторые физические свойства гидрослюд политипа 1M (1Md)

Компоненты	Номера образцов						
	1	2	3	4	R-1	1484	9
SiO <sub>2</sub>	50,76	48,61	52,11	50,61	50,09	49,11	46,58
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,91	1,00	1,00	0,21	0,90	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,31	24,11	23,36	24,09	20,36	22,20	28,03
FeO	2,53	2,05	1,66	2,60	3,24	2,88	3,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	3,12	4,00	1,81	6,73	5,99	6,23
CaO	0,37	0,43	0,75	1,12	0,90	0,46	0,40
MnO	0,11	Следы	Следы	0,09	Следы	Следы	Следы
MgO	2,01	3,12	2,17	2,87	4,31	3,86	1,65
K <sub>2</sub> O	5,78	6,18	6,73	7,76	4,96	5,00	5,00
Na <sub>2</sub> O	0,46	2,31	0,82	1,48	0,91	1,23	2,06
H <sub>2</sub> O <sup>+30)</sup>	6,50	6,40	5,96	5,52	6,34	6,18	5,90
H <sub>2</sub> O <sup>300—110°</sup>	2,50	1,53	0,76	1,10	1,12	0,92	0,80
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	2,50	1,47	0,76	0,32	1,36	1,13	0,50
С у м м а	100,11	100,24	100,09	100,37	100,53	99,86	101,05
<i>n<sub>g</sub></i>	1,580	1,580	1,582	1,595	1,605	1,600	1,600
<i>n<sub>p</sub></i>	1,556	1,550	1,560	1,565	1,576	1,572	1,575
Плотность	2,65	2,70	2,70	2,75	2,80	2,78	2,83

Примечания. Результаты хим. анализа фракций <0,001 мм (за вычетом свободного кварца, карбонатов и Сорр). Анализы выполнены в лаб. кафедры минерал. и петрогр. Харьк. гос. ун-та. Аналитик И. И. Тимофеева.

Удлиненно-пластинчатая гидрослюда (1M): 1 — алевролит, отложения поймы, Красноармейский р-он, Зап. Донбасс (C<sub>2</sub><sup>7</sup>); 2 — песчаник континентально-дельтового типа, Шебелинка, гл. 3300 м (C<sub>2</sub><sup>6</sup>); 3 — алевролиты, морские отложения, Тацинская пл. (C<sub>2</sub><sup>5</sup>); 4 — песчаник пролювиального типа, Сев. Кавказ, р. Б. Лаба (C<sub>2</sub>); R=1 — стяжения из песчаника фр. 0,25—0,01 мм, Голубовка (C<sub>2</sub><sup>5</sup>), морские отложения; 1484 — песчаник, фр. <0,001 мм, Лисичанск (C<sub>2</sub><sup>5</sup>), континентальные отложения; 9 — песчаник, фр. <0,001 мм, Должанка (C<sub>2</sub><sup>3</sup>), морские отложения.

4), гидрослюды принадлежат мусковитовому ряду, однако они отличаются от Fe-глауконитов. Некоторые различия в химическом составе сопровождаются различиями в термической характеристике. Они касаются прежде всего потерь в весе при нагревании до 300° (рис. 4). Кроме того, в высокотемпературной области с увеличением количества щелочей исчезают эффекты в области 900—1000°, связанные с новообразованиями шпинелевых фаз, а температуры плавления перемещаются от 1200 к 1400°. Содержание гидроксильных ионов (потеря в весе после 300°) у всех четырех образцов остается примерно одинаковым и равно 6—6,5%.

У изученных образцов диссоциация при нагревании происходит в интервале 500—650° с очень небольшим сдвигом к 600—650° у образцов из Северо-Восточного Донбасса и Северного Кавказа, однако, содержание низкотемпературной воды в них различное. Гидрослюды можно разделить на две группы. К первой относятся гидрослюды с содержанием низкотемпературной воды (выделяющейся до 300°) до 2,5—4,5% (см. рис. 4, обр. 1, 2), ко второй — с содержанием до 1% (см. рис. 4, обр. 3, 4). У первой группы проявляются дополнительные эффекты при 900—1000°, подобно S-образному эффекту у некоторых монтмориллонитов, а при 1100° происходит плавление (дифференциальная кривая направлена вниз). К этой группе относятся глаукониты из осадочных пород различного возраста. У второй группы плавление происходит при температуре 1200—1300°, а из высокотемпературных эффектов проявляется эндотермический эффект мусковитовой слюды при 1000°. С изменением химической и термической характеристики изменяется и облик удлиненных пластинок.

Удлиненно-пластинчатые гидрослюды с малым количеством низкотемпературной воды приобретают более четкие очертания (см. табл. V, 4, 5). Рентгеновская характеристика образцов сведена в табл. 5. Все изученные гидрослюды по распределению рефлексов  $hkl$ , и их интенсивности принадлежат низкотемпературному типу 1M. Образец 1 не содержит самостоятельной монтмориллонитовой фазы, однако значительная неупорядоченность гидрослюды проявляется в ширине и форме рефлексов при различных методах рентгеновской съемки, а после прогрева при 300° и других обработок на рентгенограммах фиксируется целочисленный спектр 10Å. Поэтому гидрослюду обр. 1 можно отнести к разновидности 1Md. Параметры элементарной ячейки описываемых гидрослюд, по данным рентгеновского и электронографического методов, колеблются в следующих пределах (в Å):  $a=5,20-5,23$ ;  $b=8,94-9,10$ ;  $c=9,99-10,2$ ;  $\beta=100^\circ-101^\circ$ .

Можно считать, что эти слюдястые минералы близки по составу маложелезистым разновидностям серии селадонит — сколит (глауконитовой серии), что подтверждается структурными параметрами (Лазаренко, 1956; Соколова, 1962).

Кроме описанных маложелезистых диоктаэдрических гидрослюд

## Результаты рентгеновского анализа гидрослюд политипа 1М (1Md)

1		2		3		4		hkl
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	
10ш	10,3	10	10,07	10	10,18	10	10,1	001
2	5,11	3	5,03	3	5,02	3	5,03	002
10	4,48	10	4,50	10	4,53	10	4,47	020
2	4,32	3	4,35	2	4,36	2	4,32	11 $\bar{1}$
—	—	—	—	—	—	1	4,15	021
6	3,68	7	3,66	6	3,68	5	3,70	11 $\bar{2}$
10	3,37	10	3,34	10	3,34	10	3,33	003, 022
5	3,08	6	3,00	5	3,05	5	3,00	112
1	2,92	2	2,85	1	2,90	3	2,84	113
—	—	1	2,58	1	2,58	1	2,58	130
8	2,56	10	2,56	10	2,56	10	2,55	131
1	2,45	2	2,46	1	2,46	4	2,46	
1	2,38	2	2,39	2	2,40	4	2,38	
1	2,22	2	2,24	1	2,22	4	2,24	
2	2,15	1	2,12	2	2,15	3	2,12	
3	2,01	1	1,999	2	2,02	1	1,997	
—	—	—	—	2	1,670	1	1,660	
7	1,506	6	1,500	8	1,500	10	1,507	060
—	—	—	—	—	—	2	1,390	
—	—	—	—	1	1,352	2	1,350	
—	—	—	—	2	1,307	2	1,303	

политипа 1М в цементах терригенных пород встречаются и гидрослюды, близкие по составу железистому мусковиту (см. табл. 4, обр. 9), а также гидрослюды с межплоскостными расстояниями, соответствующими рефлексу 060 порядка 1,510—1,515 (см. табл. 4 образцы R=1, 1484). Это не только тонкодисперсное вещество цементов, но и агрегатные скопления во фракциях песчано-алевритового размера, близкие глаукониту, а также псевдоморфозы по растительным остаткам. Обычной примесью к политипу 1М является разбухающая фаза монтмориллонитового типа, причем монтмориллонит может быть компонентом смешанослойного образования типа слюда (гидрослюда) — монтмориллонит, а может образовывать самостоятельную фазу. Иногда устанавливается бинарная смесь более и менее глиноземистой гидрослюды по разрешению рефлекса 060. С этими гидрослюдами сходны глаукониты из песчано-алевритовых отложений (Pg<sub>3</sub>ch) и известняков (J<sub>2</sub>bt). Обычно анализируемые глаукониты кроме набора целочисленных рефлексов 10 $\overset{\circ}{A}$  содержат дополнительные рефлексы более 10 $\overset{\circ}{A}$  с различной способностью к обработке, причем интенсивность этой группы рефлексов (10—15 $\overset{\circ}{A}$ ) намного превышает интенсивность всех остальных базальных

рефлексов, т. е. распределение интенсивностей соответствует гидратированной гидрослюде или монтмориллониту. При этом величина 060 колеблется во всех образцах от 1,519 до 1,506.

Разбухание после обработки гликолем приводит к различному поведению смешаннослойных фаз и монтмориллонита (сдвиг до 15—17Å), а термическая обработка иногда дифференцирует широкий рефлекс на два — 10 и 14 Å, как у гидрослюды из каменноугольных отложений Большого Донбасса. Согласно работам последних лет (Браун, 1965; Милло, 1968; Кропачева и др., 1968), глауконит, так же как и иллит, не всегда является однофазовым природным образованием, однако при достаточно высоком структурном совершенстве гидрослюдистой составляющей он всегда отвечает политипу 1М.

Сложный химизм гидрослюдистых минералов связан с многочисленными изоморфными замещениями. Согласно Г. Иодеру (1959), не существует непрерывных твердых растворов между триоктаэдрическими и диоктаэдрическими слюдами, но в то же время ограниченный изоморфизм является обязательным для обеих структурных групп.

Не рассматривая замещений типа  $Fe^{+3} \rightleftharpoons Al^{+3}$  и  $Fe^{+2} \rightleftharpoons Mg^{+2}$ , которые также имеют место, но их характеристика затрудняется подбором образцов, остановимся на факте различной магнезиальности гидрослюд.

Замещение  $Mg^{+2} \rightleftharpoons Al^{+3}$  подтверждается не только химическим и рентгеновским анализами, но и данными инфракрасной спектроскопии. Этот метод оказался очень чувствительным для характеристики степени «триоктаэдричности» осадочных диоктаэдрических гидрослюд для некоторых политипов и их смесей. Как известно, полоса поглощения с частотой  $850—860\text{ см}^{-1}$  для слоистых силикатов связана с ионами в октаэдрической координации (Stubican, Roy, 1961). Она становится постепенно более отчетливой, а спектр более «диоктаэдрическим» (рис. 5). Параллельно происходит смещение полосы поглощения в области  $430—570\text{ см}^{-1}$  в сторону большей частоты, что предположительно связывается сейчас с уменьшением количества ионов магния в октаэдрическом положении.

В случае мономинеральных гидрослюдистых образцов изменение содержания магния в диоктаэдрических гидрослюдах (слюдах), вероятно, может использоваться для различных генетических построений (связь с конкретным обломочным материалом, связь с определенным этапом геологического развития того или иного региона). Кроме удлиненно-пластинчатых гидрослюд политипа 1М существуют концентрации слюд низкотемпературного типа изометрично-пластинчатой формы. Это слюды основной массы пород зеленокаменного изменения из прифундаментной части бортов Днепровско-Донецкой впадины. По степени изменения их можно отнести к начальному метаморфизму (фация зеленых сланцев). Слюда (гидрослюда) в основном бесцветная или светло-зеленая с перла-

мутровым блеском и шелковистая на изломе (табл. 6). В массе — окраска более интенсивная, обычный парагенез — пирит в виде скоплений идиоморфных кристаллов кубической формы и кальцит. Структуры замещения и псевдоморфозы аутигенной агрегатной слюды (мелкочешуйчатой) по первичным пластинчатым зернам, коррозия реликтов кварца свидетельствуют о метасоматическом генезисе этих отложений, залегающих на кристаллических породах фундамента. Нет оснований полагать, что образование этого поли- типа в данных условиях носит региональный характер.

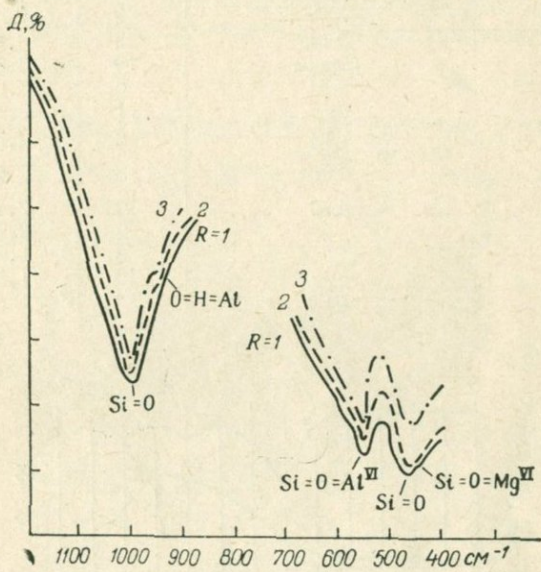


Рис. 5. ИК-спектры образцов гидрослюды поли- типа 1М

R-1, 2, 3 — номера образцов, соответствующие номе- рам образцов табл. 4. Режим эксперимента: V-раз- вертка спектра 5; V-развертка бумаги 3; V-пера 11, призма NaCl, ИКС-14

Термический анализ (рис. 6) указывает, однако, на наличие в об- разце двух фаз мусковитовой природы. Наряду с гидрослюдой (дис- социация при 600°) присутствует собственно мусковит (диссоциация при 900°). В электронном микроскопе частицы этих минералов об- ладают неправильными угловатыми очертаниями, что, возможно, связано с их разрушением при изготовлении суспензии, однако на углеродных репликах с поверхности скола гексагональная форма частиц отличается совершенством. Существование гидрослюды и слюды одного и того же политипа можно, вероятно, объяснить не- равномерным ростом кристаллов в твердых фазах (см. табл. I, 3).

Несколько искаженная изометрично-пластинчатая форма аути- генной гидрослюды политипа 1М установлена и в коре выветрива-

## Состав и данные рентгеновского анализа гидрослюда политипа 1M

Компоненты	Образец с гл. 3300 м, фр. 0,001–0,01 мм, Харьк. опорная скв.	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
SiO <sub>2</sub>	48,21	10	10,2	001
TiO <sub>2</sub>	0,36	1	5,0	002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,42	—	—	
FeO	2,46	5	4,38	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,14	2	3,64	11 $\bar{2}$
CaO	Следы	10	3,32	003
MgO	3,64	5	3,07	112
K <sub>2</sub> O	8,56	1	2,82	—
Na <sub>2</sub> O	1,12	2	2,90	11 $\bar{3}$
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,61	3	2,64	023
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,36	10	2,55	
		2	2,22	
		3	1,989	005
		10	1,506	060

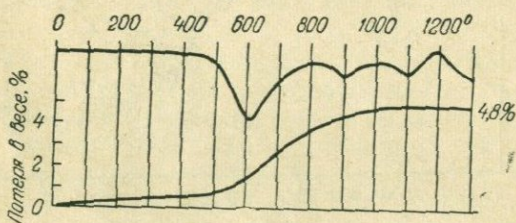


Рис. 6. Кривая нагревания и потери в весе слюдяного политипа 1M

ния нефелинсодержащих пород Октябрьского массива Приазовья. Б. Б. Звягин отмечает изометрично-пластинчатую форму некоторых селадонитов с совершенной кристаллической структурой однослойной гидрослюды. Все это не позволяет считать удлиненно-пластинчатую форму гидрослюды обязательным признаком их аутигенного генезиса. Более надежным критерием аутигенности является совершенство структуры. Все описанные гидрослюды политипа 1M обладают различной степенью упорядоченности. Если обр. 1 по диффузности рефлексов и термоустойчивости может быть отнесен к разновидности 1Md, то образцы 2 и 3 принадлежат разновидности 1M, а обр. 4 близок мусковиту или содержит примесь собственно мусковита наряду с гидрослюдяистой фазой. Совершенство кристаллической структуры связано в этом случае с интенсивностью аутигенного постседиментационного преобразования.

Мусковитовые гидрослюды политипа 2M<sub>1</sub>

Гидрослюды высокотемпературного политипа распространены повсеместно и в различных типах пород, причем им присуща как изометрично-пластинчатая форма различной степени совершенства, так и удлиненно-пластинчатая. В полиминеральных породах каменноугольного возраста Большого Донбасса и Северного Кавказа при повсеместной распространенности этих гидрослюдов выделить преимущественно гидрослюдистые образцы при тщательном фазовом контроле удалось только при соответствующем обогащении.

Согласно химическим анализам (табл. 7), гидрослюды относят-

Таблица 7

Состав и некоторые физические свойства гидрослюды политипа 2M<sub>1</sub>

Компоненты	Номера образцов					
	I	II	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub>	48,61	47,31	46,81	47,34	46,61	45,61
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,00	0,51	1,03	1,00	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,61	26,93	27,34	28,13	30,78	34,13
FeO	2,34	2,07	2,03	2,81	2,97	0,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	3,10	2,96	3,31	2,34	1,89
CaO	1,04	1,31	1,97	1,16	0,41	0,22
MnO	0,13	Следы	0,12	Следы	Следы	Следы
MgO	3,12	2,94	1,81	1,96	1,31	0,67
K <sub>2</sub> O	4,32	5,21	7,25	7,02	8,81	9,43
N <sub>2</sub> O	0,57	1,38	1,04	1,18	0,54	0,86
H <sub>2</sub> O <sup>+300°</sup>	7,25	6,90	7,17	5,61	0,12	4,78
H <sub>2</sub> O <sup>+300°</sup>	0,35	0,23	0,40	0,30	0,24	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	2,15	1,87	0,43	0,21	0,10	—
С у м м а	100,04	100,25	99,81	100,06	100,23	99,98
<i>n<sub>g</sub></i>	1,585	1,590	1,590	1,590	1,594	1,596
<i>n<sub>p</sub></i>	1,564	1,568	1,564	1,570	1,568	1,562
Плотность	2,75	2,78	2,81	2,80	2,83	2,83

Примечания. Анализы выполнены в хим. лаб. Харьк. гос. ун-та. Аналитик И. И. Тимофеева.

Фракции (м): I—V — <0,001, VI—<0,01; I—алевролит, Волвенково (C<sub>2</sub><sup>5</sup>), пойменные отложения; II—алевролит, Лутугино (C<sub>2</sub><sup>5</sup>), пойменные отложения; III—песчаник, Звереве (C<sub>2</sub><sup>5</sup>), русловые отложения; IV—V — аргиллит, Ипатово (C<sub>2</sub>), бассейновые (?) отложения; VI—сланец, Калниболотская скважина, Ейск, Pz(?). Показатели преломления определены в иммерсии, точность ±0,002.

ся к алюминиевой, маложелезистой группе. Петрографическая и фаціальная характеристики образцов, из которых были выделены гидрослюды, различны. Образцы подобраны таким образом, что они

Результаты рентгеновского анализа гидрослюдь поли типа 2M<sub>1</sub>

I		II		III		IV		V		VI		hkl
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
10 <sub>III</sub>	10,20	10	10,18	10	10,90	10	10,06	10	10,00	10	10,00	002
3	5,08	3	5,06	5	4,98	3	5,03	5	5,03	5	5,02	004
5	4,50	4	4,49	5	4,47	3	4,50	3	4,50	5	4,48	110
—	—	—	—	1	4,42	—	—	3	4,44	5	4,45	11 $\bar{1}$
1	4,22	1	4,25	1	4,22	1	4,26	1	4,29	1	4,29	111
—	—	1	4,14	1	4,12	—	—	1	4,15	1	4,12	022
—	—	—	—	1	3,93	—	—	1	3,92	1	3,95	112
1	3,88	—	—	2	3,86	1	3,88	2	3,87	3	3,89	11 $\bar{3}$
2	3,76	1	3,70	1	3,75	—	—	2	3,76	3	3,75	023
—	—	—	—	2	3,52	1	3,50	2	3,52	4	3,50	11 $\bar{4}$
8	3,34	10	3,34	10	3,34	8	3,32	8	3,35	10	3,35	0,24-006
2	3,22	3	3,18	3	3,20	1	3,20	3	3,19	4	3,20	114
1	3,06	—	—	1	3,03	—	—	3	3,07	3	3,00	025
1	2,88	1	2,84	2	2,85	1	2,84	1	2,85	2	2,86	115
3	2,59	3	2,59	3	2,59	3	2,59	5	2,59	5	2,59	131
—	—	—	—	1	2,58	—	—	2	2,58	4	2,58	116
8	2,57	10	2,57	10	2,57	10	2,57	10	2,56	10	2,56	20 $\bar{2}$
1	2,52	—	—	—	—	—	—	1	2,51	1	2,50	008
1	2,46	1	2,46	1	2,46	—	—	1	2,45	1	2,44	202
1	2,38	1	2,40	1	2,40	1	2,38	2	2,35	1	2,38	133
1	2,26	1	2,27	1	2,25	1	2,28	—	—	1	2,25	—
1	2,13	1	2,15	1	2,12	1	2,12	1	2,14	1	2,12	—
2	2,03	2	2,01	3	1,994	2	2,02	6	2,043	5	2,010	0010
1	1,656	2	1,655	2	1,660	—	—	1	1,650	1	1,650	—
6	1,503	8	1,500	8	1,500	6	1,503	6	1,500	6	1,500	060

Примечание: Режим анализа: прибор УРС-60, Д — 57,3 мм, Fe-излучение.

охватывают Большой Донбасс в различных его участках с нарастающим интенсивности вторичных изменений с северо-запада на юго-восток.

Рентгеновские данные позволяют отнести эти образцы к диоктаэдрическому политу типу 2M (2M<sub>1</sub>; табл. 8), но с различной степенью совершенства структуры, что подтверждено электронографическим контролем (съемка В. А. Шитова, расшифровка В. А. Шитова и Б. Б. Звягина). Параметры элементарной ячейки колеблются в следующих пределах (Å):  $a=5,17-5,20$ ;  $b=8,94-9,00$ ;  $C=19,95-20,2$ ;  $\beta=94^{\circ}30'-96^{\circ}$ , однако только для образцов V и VI характерна строгая периодичность.

Форма частиц гидрослюды 2M<sub>1</sub> различна. Она встречается в виде изометричных пластинчатых частиц с размытыми очертаниями, иногда очертания частиц гидрослюды становятся более резкими и четкими, угловатыми, как диспергированный мусковит (серицит; см. табл. VI, 1—4). В районах с интенсивными вторичными изменениями (антрацитовые районы Донбасса и др.) гидрослюдистые частицы наряду с отчетливостью очертаний приобретают большую степень идиоморфизма (см. табл. VII, 1—4). М. А. Ратеев (1964, 2) связывает гидрослюду такого типа с замещением каолинита. По нашему мнению, этот процесс возможен, особенно в угленосных отложениях с массовым развитием каолинита, но не обязателен. Процесс активной гидрослюдизации может захватывать глинистое вещество любого состава и в первую очередь первичную обломочную гидрослюду.

Наличие аутигенного роста со стремлением к образованию идиоморфных кристаллов улавливается на электронных снимках углеродных реплик со скола песчаников и аргиллитов (см. табл. VIII, 1—4, IX, 1—4). Наряду с изменением облика частиц наблюдаются изменения в содержании низкотемпературной воды и щелочей. Уменьшение количества низкотемпературной воды (до 0,2—0,7%) сопровождается увеличением размеров неделимых и повышением термоустойчивости. Появляется дополнительный эффект диссоциации (рис. 7, V) при 900°, свойственный мусковиту. Это впервые наблюдалось в цементе песчаников Ипатовской скважины (юго-восточное продолжение Донбасса), однако у фракции менее 0,001 мм аргиллита из этой же пачки мусковитового эффекта не отмечено (см. рис. 7, IV). Количество воды, которую теряет мусковит после нагревания до 300°, составляет обычно 4—5% от общего веса. Это может происходить и при температуре выше 700° (максимум эндотермического эффекта 900°; Цветкова, Вальяхихина, 1956). А. И. Цветков считает серицит тонкочешуйчатой разновидностью мусковита с аналогичной термоустойчивостью. При длительном растирании он, как и мусковит, становится рентгеноаморфным. Однако в литературе имеются указания на возможность потери серицитом (мусковитом) в весе и в интервале 500—700° (Лазаренко, 1965). Наличие двух эндотермических эффектов при нагревании выше 300° может свидетельствовать о различной дисперсности частиц гидрослюды или о

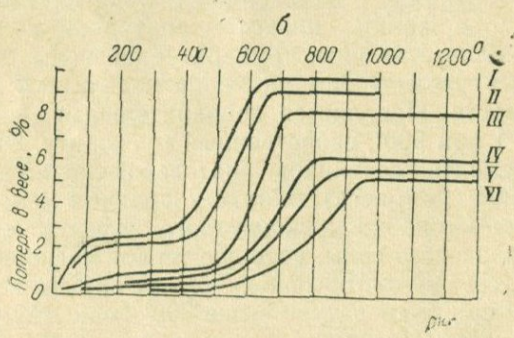
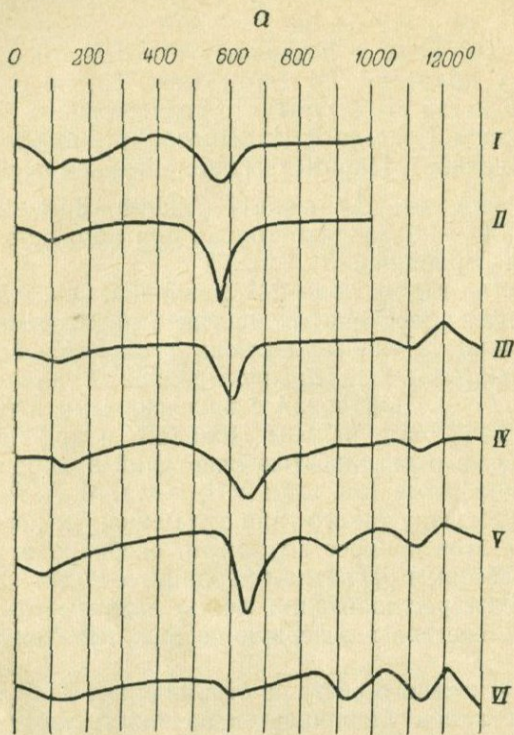


Рис. 7. Кривые нагревания (а) и потери в весе (б) гидрослюд полимера 2M<sub>1</sub>. I, II, III, IV, V, VI — номера образцов. Их местонахождение — см. в табл. 7.

различных положениях групп ОН в структуре гидрослюды, как и в случае накрита.

Поведение при нагревании до температур выше  $1000^{\circ}$  позволяет четко отличать мусковит от гидрослюды, так как признаком мусковита является не только повышение температуры диссоциации в интервале от  $600$  до  $900^{\circ}$ , но и наличие экзотермического эффекта при  $1200^{\circ}$ , связанного со сменой кристаллизации шпинели кристаллизацией муллита. Этот эффект проявляется только при достаточной крупности кристаллов и чистоте состава (Wahl, Grim, 1964).

Высокотемпературные новообразованные фазы, возникающие при нагревании гидрослюд (Bohor, 1964), отвечают  $\alpha$ -кварцу ( $1000$ — $1300^{\circ}$ ), шпинели ( $1000$ — $1400^{\circ}$ ), муллиту ( $1150$ — $1400^{\circ}$ ), однако зафиксировать эти фазы можно не всегда. При рентгеновском исследовании в нагревательных камерах осадочные гидрослюды ведут себя различно. Они представляют собой ряд, на одном конце которого стоят наиболее гидратированные разновидности, а на другом — мусковит. Как правило, у осадочных гидрослюд количество новообразованных высокотемпературных фаз ничтожно, а наклон дифференциальной кривой свидетельствует о их плавлении около  $1250^{\circ}$ . Это связывается с дисперсностью и отклонениями от идеального мусковитового состава (Wahl, Grim, 1964). В любом случае весь ряд гидрослюд отличается от монтмориллонита тем, что среди новообразованных фаз нет  $\beta$ -кристобаллита (Bohor, 1964).

Процесс мусковитизации диоктаэдрической гидрослюды достигает стадии мусковита (серицита) только в песчаных каменноугольных отложениях на юго-восточном продолжении Донбасса. В антрацитовых районах Центрального и Юго-Восточного Донбасса мусковитизации цементов не наблюдается, однако в условиях резких дислокаций локальная мусковитизация возможна. Законченная мусковитизация (серицитизация) основной массы пород различной зернистости устанавливается для филлитов Предкавказья (верхний палеозой Ейского района, фация зеленых сланцев; см. рис. 7, VI). Даже серицит филлитов теряет небольшую часть гидроксильных ионов еще при  $600^{\circ}$ , что, возможно, связано с реликтами гидрослюды ( $0,2\%$   $\text{H}_2\text{O}$  выделяется до  $700^{\circ}$ ).

Источником щелочей для последовательной мусковитизации гидрослюд помимо реликтов железистых слюд могут быть и неустойчивые в области катагенеза и метагенеза полевые шпаты (Коссовская, 1962). Кроме того, мобилизация вещества может происходить из щелочных растворов при стремлении к равновесию в условиях повышенных температуры и давления. Для гидрослюд политипа  $2M_1$  (как и для политипа  $1M$ ) устанавливается также уменьшение магнезиальности с замещением типа  $\text{Al}^{+3} \rightleftharpoons \text{Mg}^{+2}$ . Кроме химического и рентгеновского анализов, это подтверждается данными инфракрасной спектроскопии (рис. 8).

Все изложенные данные касались или непосредственно тонкодисперсной гидрослюды, сохранившей обломочную природу (аргиллиты и алевролиты Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донец-

кого бассейна), или гидрослюды из цементов со следами меньшей или большей трансформации в катагенезе. Помимо прямого перехода гидрослюды **обломочного типа** с несколько нарушенной структурой (по Б. Б. Звягину, со слабо фиксируемым периодом *C*) в гидрослюду с нормальной периодичностью и далее — в слюду, могут образоваться еще промежуточные фазы. Они чаще всего фиксируются в аргиллитах морского и лагунного генезиса Днепровско-Донецкой впадины и окраин Донецкого бассейна (начальный катагенез) и представляют собой неупорядоченные смешаннослойные фазы диоктаэдрической природы. Базальные рефлексы этих фаз

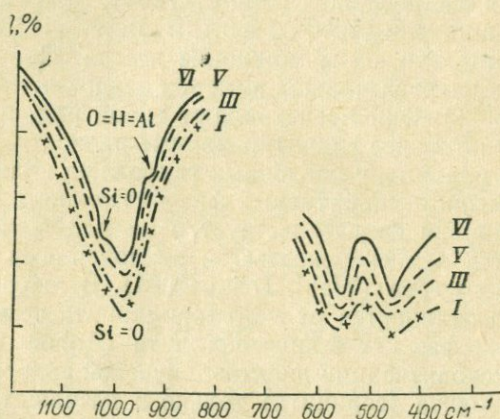


Рис. 8. ИК-спектры гидрослюд политипа 2M<sub>1</sub>  
I, III, V, VI — номера образцов, соответствующие номерам образцов табл. 7

чувствительны к обработке, однако насыщение гликолем не достигает монтмориллонитовых эффектов (до 12—13 Å, не более), прогрев приводит к появлению дифракционной картины гидрослюды 10Å. Величина рефлекса 060 колеблется в очень узких пределах (1,490—1,510) и подтверждает диоктаэдрическую природу описываемых промежуточных фаз.

Подобные образцы характеризуются, по Б. Б. Звягину, отсутствием строгого периода *c* с  $a=5,17$ ,  $b=8,96$ ;  $c=10,2\text{Å}$ ,  $\beta \approx 100^\circ$  (параметры элементарной ячейки для фракции менее 0,001 мм аргиллита из пестроокрашенной лагунной пачки C<sub>3</sub><sup>2</sup> Артемовской котловины) и близки низкотемпературному политипу 1M (1Md). В районах с большей интенсивностью катагенеза эти промежуточные фазы так же, как и неупорядоченные гидрослюды 2M<sub>1</sub>, служат материалом для образования разновидностей политипа 2M<sub>1</sub> с более совершенной структурой.

Существенной особенностью гидрослюд политипа 2M<sub>1</sub> является присутствие в ряде образцов наряду с мусковитовыми гидрослюдами

стыми разностями гидрослюд парагонитового типа. Как известно, парагонит — это натровый аналог мусковита. Его устойчивость в природных и экспериментальных условиях изучена сотрудниками геофизической лаборатории института Карнеги (Yoder, 1959). Кроме самостоятельных фаз парагонита и мусковита в природе встречается ограниченное замещение  $\text{Na}^{+1} \rightleftharpoons \text{K}^{+1}$ , однако большинство описанных случаев принадлежит высокотемпературным природным процессам (Eugster, 1956). Чаще парагонит из метаморфических пород оказывается смесью парагонита с мусковитом или смесью парагонита с мусковитом и маргаритом (Белковский, Айзикович, 1969). В тонкодисперсных осадочных гидрослюдах незначительное замещение калия натрием и присутствие парагонита в виде самостоятельной фазы устанавливается очень редко, что связано с трудностью идентификации.

В глинистых минералах терригенных отложений Большого Донбасса наблюдалось увеличение содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  во фракциях менее 0,001 мм (см. табл. 9). При этом фазовый состав образцов оказался весьма разнообразным. Образцы из каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины сложены гидрослюдами (политипы  $2M_1$ ,  $1M$ ,  $1Md$ ) и смешаннослойными образованиями типа слюда — монтмориллонит. В ряде случаев появление натриевых гидрослюд отмечалось в участках прикуполовых дислокаций (Мечебиловка, Волвенково). Была установлена некоторая зависимость величин межплоскостных расстояний, соответствующих базальным рефлексам от содержания  $\text{Na}_2\text{O}$ , причем наиболее показательным были рефлексы 005 (0010). Замещение калия натрием приводило к уменьшению параметра  $c$ , однако гидрослюда со свойствами парагонита встречалась редко, несмотря на то, что, например, в Донецком бассейне увеличение окиси натрия в тонкодисперсных фракциях — глинистых породах континентальных фаций, цементах алеврито-песчаных пород различного фациального облика и в глинистых прослоях углей (tonstein'ob) — довольно обычное явление.

В случае гидрослюдистого состава некоторых фракций (политип  $2M_1$  или смесь  $2M_1 + 1M$ ) на дифрактограммах разрешается не только рефлекс 0010, но и рефлексы ближних порядков, что свидетельствует о присутствии в смеси двух гидрослюдистых фаз типа мусковита и парагонита (рис. 9). Согласно литературным данным (Rosenfeld, 1956), при наличии в смеси мусковита и парагонита, последнему принадлежат более мелкие кристаллы. Уверенности в этом для донецких гидрослюдистых смесей нет. Можно лишь утверждать, что две фазы фиксируются на рентгенограммах только в случае катагенетической перекристаллизации породы.

Вместе с увеличением содержания в гидрослюдистых фракциях натрия, увеличивается по сравнению с другими мусковитовыми донецкими гидрослюдами содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и уменьшается содержание  $\text{SiO}_2$ , что связано, вероятно, с процессом катагенетической перекристаллизации, так как состав парагонитовой гидрослюды ближе к составу малокремнистых слюд. Во всех случаях оптическая

Состав, некоторые физические свойства и данные рентгеновского анализа  
Na-содержащих гидрослюдов

Компоненты	Номера образцов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	47,46	47,01	46,34	48,34	45,30	47,91	47,53	46,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,65	27,78	27,89	30,26	29,66	29,77	29,96	31,68
FeO	1,48	1,90	0,91	2,26	1,88	0,31	1,86	1,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	2,22	3,75	2,74	3,73	9,99	2,00	2,74
CaO	0,42	0,21	0,63	0,54	0,54	0,40	0,86	0,31
MgO	1,52	2,24	2,60	0,97	2,04	1,70	1,12	0,84
K <sub>2</sub> O	4,40	5,34	4,23	6,03	5,00	4,26	4,39	5,26
Na <sub>2</sub> O	4,34	3,98	3,56	2,24	2,44	4,40	3,65	3,54
H <sub>2</sub> O <sup>+300°</sup>	6,35	6,50	7,10	6,18	6,50	6,24	6,71	6,18
H <sub>2</sub> O <sup>300-110°</sup>	1,04	0,96	0,90	0,50	0,70	0,20	0,64	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-110°</sup>	1,56	1,92	1,40	1,00	2,00	0,90	1,80	0,90
С у м м а	99,99	100,06	99,31	101,06	99,79	106,08	100,52	99,97
Плотность	2,55	2,70	2,65	2,70	2,66	2,70	2,75	2,80
Поли типы	2M <sub>1</sub> (+1M)	2M <sub>1</sub> (+1M)	2M <sub>1</sub> (+1M)	2M <sub>1</sub> +1M	2M <sub>1</sub> +1M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub> +1M	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>
001 (002)	9,8ш	9,85ш	9,9ш	10,02ш	9,9ш	10,09 9,88	10,09м	9,9ш
002 (003)	4,92ш	4,95	5,01	4,98	4,92	5,02 4,913	4,98	4,95

Компоненты	Номера образцов							
	1	2	3	4	5	6	7	8
003 (006)	3,32ш	3,33	3,33	3,33	3,325	{3,339 3,300	3,33	3,33
004 (008)	2,50 (ш)	2,51	2,55	2,51	2,51	{2,564 2,550	{2,563 2,544	2,50
005 (0010)	1,980ш	1,980ш	1,980ш	1,990ш	1,980ш	{1,995 1,964	{1,994 1,970	{1,990 1,960
060	1,500	1,496	1,496	1,500	1,494	1,494ш	1,494ш	1,496

Примечания. Анализы выполнены в лаб. кафедры минерал. и петрогр. Харьк. гос. ун-та. Аналитик И. И. Тимофеева. Рентгеновский анализ проводился на дифрактомере УРС-50ИМ, FeK $\alpha$ .

Образцы: 1 — аргиллит, Волвенково (C<sub>2</sub><sup>7</sup>), гл. 1500 м; 2 — песчаник, Волвенково (C<sub>2</sub><sup>7</sup>), гл. 1500 м; 3 — алевролит, Глинско-Розбышевская пл. (C<sub>2</sub>), гл. 2300 м; 4 — песчаник, Харьков, скв. 302 (C<sub>1</sub>), гл. 3100 м; 5 — алевролит, Тацинская пл. (C<sub>2</sub><sup>5</sup>); 6 — алевролит, Должанка (C<sub>2</sub><sup>3</sup>); 7 — аргиллит, Должанка (C<sub>2</sub><sup>3</sup>); 8 — песчаник, Боково-Антрацитовый р-н (C<sub>2</sub><sup>5</sup>). Обр. 1, 2, 3, 4 — Днепровско-Донецкая впадина, 5, 6, 7, 8 — Донецкий бассейн.

характеристика исследуемых образцов с повышенным содержанием окиси натрия свойственна гидрослюдам с двупреломлением порядка 0,018—0,030; показатели преломления (определены в иммерсии для ориентированных препаратов и агрегатных сгустков) колеблются в пределах 1,580—1,550. Поведение образцов при нагревании характерно для гидрослюд с двумя эндотермическими эффектами (100—150 и 550—600°) с потерей в весе после 300° порядка 6—6,5%. Различие термической характеристики состоит только в степени гидратации, причем для образцов с двумя фазами степень гидратации очень незначительна.

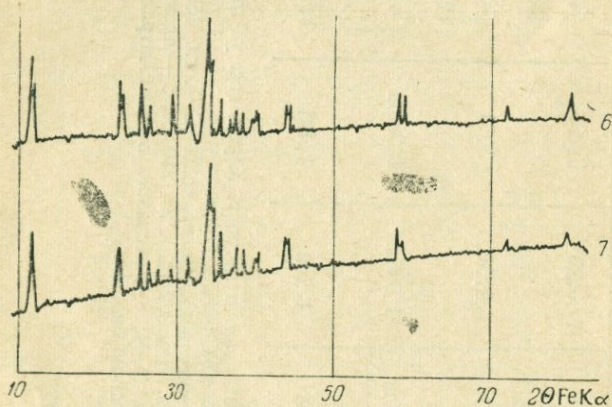


Рис. 9. Дифрактограммы смесей гидрослюд (слюд) мусковитового и парагонитового состава. Химический состав образцов 6 и 7 см. в табл. 9

Известно, что для пегматитовых минеральных ассоциаций содержание натрия в мусковите используется в качестве признака понижения температурного режима, что согласуется с данными по стабильности синтетических слюд (Yoder, 1959). В осадочных породах парагонитовые гидрослюды (так называемые «браммалиты») связаны, как правило, с вторичными процессами, причем распространены они только в угленосных формациях. Натриевые гидрослюды выполняют трещины в углистых и глинистых сланцах Южного Уэльса (Bannister, 1943) и встречаются в конкрециях (Foster, Feicht, 1946). Для Донецкого бассейна повышенная роль натрия при вторичном минералообразовании отмечалась для юго-восточных районов (щелочной хлорит; Нырков, 1964) и Нагольного кряжа (слюдopodobный минерал; Лазаренко, 1965). В последнем случае не вызывает сомнений явно гидротермальный генезис натриевого слюдopodobного минерала. Натрий при постседиментационных изменениях осадочных и вулканогенно-осадочных пород участвует или в процессах альбитизации, или идет на образование натриевых цеолитов.

Можно предположить, что процессы постседиментационной па-

парагонитизации в породах любого состава распространены гораздо больше, чем это устанавливалось до сих пор, так как они могут быть связаны не только с первичным составом, но и с действием глубинных минерализованных вод хлоридного состава, а также с гидротермальным подтоком вещества.

В Донбассе развитие парагонитовых гидрослюд не связано с увеличением вулканогенного материала в обломочных породах, ибо обычной ассоциацией для подобных пород на стадии катагенеза и метагенеза является ассоциация мусковитовой гидрослюды  $2M_1$  и  $14\text{Å}$  железисто-магнезиального хлорита. Не ясны пока соотношения натриевых гидрослюд с альбитом, который также иногда устанавливается в катагенетически измененных породах. В настоящее время нет уверенности в том, что в Большом Донбассе произошла региональная парагонитизация, однако можно предположить, что натрий для этого региона является элементом, связывающим осадочный и метаморфический процессы.

### *Парагенетические соотношения двух политипов гидрослюд*

Выше отмечалось, что образцы с преимущественным мономинеральным гидрослюдистым составом представляют собой редкость, гораздо чаще приходится иметь дело со смесями двух политипов или смесями более сложного фазового состава. В расшифровке смесей силикатов сейчас достигнуты определенные успехи (Шахова, 1962; Звягин, 1964; Браун, 1965), что касается гидрослюд, то варианты их смесей довольно ограничены (Звягин, 1964).

Согласно экспериментальным данным (Yoder, Eugster, 1955), возможен парагенезис синтетически возникающих политипов  $2M$  и  $1M$ , при котором один из политипов будет метастабильной фазой. Существование же устойчивого политипа  $2M_1$  в условиях стадийного изменения пород наряду с аутигенным политипом  $1M$  не является запрещенным.

В каменноугольных отложениях Большого Донбасса и Северного Кавказа установлено несколько типов сочетания гидрослюдистых модификаций (см. табл. 10). Соотношение  $2M > 1M$ \* характерно для глинистых и алевритовых пород бассейновых фаций и малой интенсивности катагенеза (Днепровско-Донецкая впадина и окраины Донбасса). В этих же районах для бассейновых фаций, выраженных довольно мощными глинистыми пачками, встречено соотношение  $2M = 1M$ . Здесь или устанавливается принадлежность компонентов смеси двум диоктаэдрическим политипам, или в связи с большой неупорядоченностью структурная характеристика невозможна.

\* Высокотемпературная гидрослюда, по-видимому, всегда принадлежит политипу  $2M_1$ , однако качество дебаеграммы не всегда позволяет это точно фиксировать, поэтому использована номенклатура  $2M$ .

Для каменноугольных отложений Северного Кавказа, центральных и юго-восточных районов Донбасса роль политипа 1М незначительна. Как правило, с упорядочением гидрослюд происходит накопление в породах политипа 2М. Распространенным сочетанием является  $2М > 1М$ , но в связи с существованием преимущественных концентраций политипа 1М совершенной кристаллической структуры утверждать, что политип 1М в породах даже значительной интенсивности катагенеза исчезает полностью, нельзя, тем более, что он встречается в породах фации зеленых сланцев и в пегматитовых образованиях.

По всей вероятности, кроме факта соотношения гидрослюдистых модификаций очень большое значение имеет характер и того и другого политипа, определяемый деталями его структуры.

Распределение сочетаний диоктаэдрических гидрослюд в каменноугольных породах Большого Донбасса сведено в табл. 10. Эти

Таблица 10

Соотношение политипов 1М и 2М в каменноугольных терригенных отложениях

Районы	Глинистые породы	Песчаники
Днепровско-Донецкая впадина, окраины Донбасса	$2М > 1М, 1М > 2М, 2М \approx 1М$	$1М > 2М$
Центральный Донбасс, Северный Кавказ . . . . .	$2М > 1М$	$2М > 1М, 1М > 2М$
Антрацитовые районы Донбасса . . . . .	$2М > 1М$	$2М > 1М$
Юго-восточное продолжение Донбасса . . . . .	$2М > 1М$	2М

данные свидетельствуют в пользу постдиагенетической эволюции диоктаэдрических гидрослюд в пределах крупного региона, в пользу аутигенных синтеза и трансформации гидрослюдистых минералов в катагенезе.

### Группа монтмориллонита

Минералы группы монтмориллонита распространены в терригенных отложениях чрезвычайно широко, тяготея главным образом к породам слабого постседиментационного изменения. В качестве самостоятельной фазы (под монтмориллонитом в данном случае подразумевается фаза 14А, разбухающая до 17А при обработке этиленгликолем и после нагревания до 550° дающая межплоскостное расстояние 10А) монтмориллонит встречается в глинах различного генезиса и в цементе песчаников различного генезиса и качества обломочного материала. Выделить мономинеральную монтмориллонитовую фракцию удается редко, чаще монтмориллонит встречается

в виде механической смеси с другими глинистыми минералами или входит в качестве одного из компонентов в различные смешанно-слоистые образования.

Химический состав минералов группы монтмориллонита очень разнообразен. Но если в корах выветривания и в гидротермальных образованиях устанавливаются многочисленные изоморфные замещения и крайние представители различных изоморфных серий, то в осадочных породах, как правило, — монтмориллониты диоктаэдрической группы с переменным содержанием трехвалентного железа и незначительным количеством магния (Дегенс, 1967). Исключения составляют триоктаэдрические монтмориллониты парагенетической ассоциации с хлоритом и корренситом из лагунных и континентальных отложений аридного литогенеза (верхний триас Западной Европы; Виар, Сабатье, 1969).

К монтмориллонитам, выделенным из различных осадочных формаций Большого Донбасса, относятся монтмориллониты цементов из алевро-песчаных пород ( $C_2, C_3, J_2, T_1$ ), нерастворимых остатков карбонатных пород ( $C_1, C_2, C_3, T_1$ ) и глинистых пород различного фациального облика ( $C_2, C_3, T_{1-3}, Ng$ ). Независимо от возраста все монтмориллониты связаны с осадочными комплексами незначительных мощностей платформенного или переходного тектонического режима (Днепровско-Донецкая впадина или северо-западные окраины Донбасса).

Определенно аутигенными можно считать только монтмориллониты цементов, когда монтмориллонит образует пленочные, поровые и крустификационные выделения с однозначной оптической ориентировкой агрегатов. Аутигенность в глинах устанавливается по признакам коллоидной раскristаллизации или соотношениям с пепловыми реликтами.

Во всех случаях монтмориллониты бесцветны или окрашены в светло-зеленые тона, показатели преломления их колеблются в следующих пределах:  $1,570 > n_g' > 1,500 (\pm 0,002)$ ;  $1,540 > n_p' > 1,485$ , величина двупреломления  $0,03-0,04$ .

Химическая характеристика (табл. 11) всех монтмориллонитов типична для силикатов с высоким содержанием кремнекислоты (49—52%) и с переменными количествами закиси железа (0,1—1,5%), окиси железа (2,0—7,0%), окиси магния (2,0—9,0%) и окиси алюминия (15—20%). Согласно рентгеновским данным, все изученные монтмориллониты принадлежат диоктаэдрической группе, хотя существуют некоторые колебания в метрике элементарной ячейки, что отражает колебания состава. Кроме того, в ряде случаев нельзя быть уверенным в присутствии только одной монтмориллонитовой фазы в образце (табл. 12). Диффузность линий рентгеновского дифракционного спектра монтмориллонитов свидетельствует о высокой дисперсности частиц, однако при определенной ориентировке препаратов можно получить серии базальных отражений и отражений  $hk$  (Браун, 1965).

На дебаеграммах и дифрактограммах текстурированных образ-

## Состав некоторых монтмориллонитов из осадочных пород Большого Донбасса

Компоненты	Номера образцов					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,41	51,94	50,91	51,35	49,08	49,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,59	18,58	16,55	18,30	16,66	15,10
FeO	1,51	0,65	1,31	0,81	1,17	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,94	4,11	5,16	4,96	2,85	1,96
CaO	0,70	0,25	1,21	1,31	0,64	0,91
MgO	2,07	3,69	4,11	4,70	5,86	9,12
K <sub>2</sub> O	0,19	0,11	0,36	—	0,61	0,16
Na <sub>2</sub> O	0,11	—	0,19	—	0,30	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,16	6,80	7,11	5,41	7,65	7,31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	9,31	14,31	13,20	11,13	15,31	14,11
С у м м а	93,99	100,44	100,11	97,97	100,08	97,90

Примечание. Химический анализ фракций <0,0005 мм выполнен в лаб. кафедры минерал. и петрогр. Харьк. гос. ун-та, Аналитик И. И. Тимофеева.

Образцы: 1—глина светло-зеленая, пластичная, осевая часть Днепроовско-Донецкой впадины (Т<sub>1-3</sub>), экранирующая глинистая толща, озерные отложения; 2—цемент полимиктового песчаника с эффузивным обломочным материалом основного состава, юго-восточная часть ДДВ (J<sub>2</sub>bt), морские отложения; 3—цемент полимиктового песчаника грауваккового состава, юго-восточная часть ДДВ (С<sub>2</sub><sup>5</sup>), гл. 1000 м, русловые отложения; 4—нерастворимый остаток карбонатного стяжения из пестроокрашенной глины, юго-восточная часть ДДВ (Т,sg), озерные отложения; 5—глина светло-зеленая, юго-восточная часть ДДВ (Т,sg), озерные отложения; 6—цемент полимиктового песчаника с литокластическим обломочным материалом, ДДВ (Т,sg), делювиальные отложения.

цов фиксируется целочисленная серия базальных отражений с постепенным спадом интенсивностей (рис. 10). Величина первого базального отражения обычно порядка 14Å (14,3—14,7), у менее гидратированных образцов снижается до 12Å (12,3—12,4), как например, у монтмориллонитов из литифицированных глин мощных экранирующих пачек нижнего триаса.

Применение различных обработок свидетельствует о весьма нестабильной структуре монтмориллонитовых фаз. При обработке этилен-гликолем происходит обычный сдвиг в сторону малых углов до 15—17Å. Обработка молярным раствором KCl+KOH с подогревом в течение длительного срока (до шести месяцев) не устраняет способности к разбуханию. Даже в тех случаях, когда удается уменьшить межплоскостное расстояние, соответствующее рефлексу 001 до 11,4—11Å, после повторной обработки этилен-гликолем снова происходит разбухание до 13Å.

## Результаты рентгеновского анализа монтмориллонитов (порошковых)

hkl	1		2		3		4		5		6	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
001	10	12,00	10	14,00	10	14,30	10	14,00	10	14,00	10	14,10
002	3	5,96	3	7,01	3	7,11	2	7,05	3	7,00	3	7,01
003	—	—	1	4,74	1	4,75	1	4,74	1	4,70	1	4,75
020	10	4,50	10	4,51	10	4,56	10	4,50	10	4,60	14	4,56
003	2	3,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
004	—	—	1	3,52	1	3,51	1	3,50	1	3,50	2	3,52
004	1	2,94	1	2,81	1	2,85	1	2,80	1	2,80	1	2,82
005												
200	10	2,57	10	2,50	10	{2,63 (2,55)	10	2,50	10	2,56	10	2,57
005	—	—	1	2,33	—	—	—	—	—	—	—	—
005	1	2,00	1	2,00	1	2,00	1	2,00	1	2,00	2	2,00
006												
007	5	1,700	4	1,692	6	1,706	5	1,700	5	1,705	6	1,710
310												
060	10д	1,500	10д	1,506	10	{1,490 (1,506)	10	{1,500 (1,514)	10	{1,500 (1,510)	10	1,512
400	3	1,304	2	1,300	4	1,303	3	1,300	4	1,305	3	1,302
	9,00		9,03		8,94—9,03		9,00—9,08		9,03—9,03		9,07	

Примечание. Номера образцов соответствуют номерам в табл. 11. Режим анализа: прибор УРС-70, Fe-излучение, отфильтрованное.

Устойчивая структура  $10\text{Å}$  возникает после часового прогрева при  $600^\circ$ . Кроме того, все образцы перестают разбухать после обработки LiCl и прокаливании при  $250^\circ$  (Green-Kelly, 1955), что является доказательством отсутствия среди изученных образцов бейделлитов. Несмотря на различную железистость, все монтмориллониты устойчивы при кислотной обработке (разбавленная HCl с подогревом) и дают после нее серию более четких отражений, вероят-

но, за счет удаления аморфных примесей. В то же время на электронных снимках проявляется морфологическое разнообразие монтмориллонитовых частиц. Наиболее часто они образуют агрегатные скопления неправильной формы с размытыми краями (см. табл. X, 1—3).

Нечеткие контуры и размытость очертаний становятся более рельефными на углеродных репликах с поверхности скола. Для глин бентонитового типа характерны или волокнистые агрегатные скопления с размытыми краями, или иногда изометричные частицы с

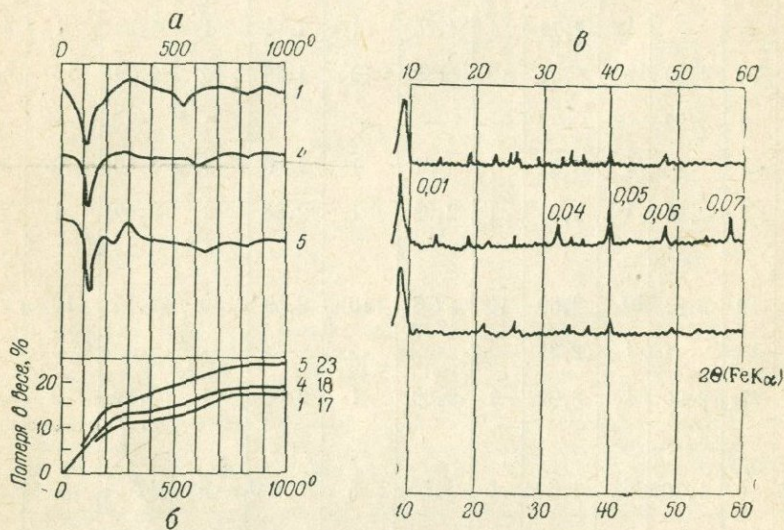


Рис. 10. Кривые нагревания (а), потери в весе (б) и дифрактограммы (в) монтмориллонитов. Химический состав образцов 1, 4, 5 см. в табл. 11

шиповидными выступами, что рассматривается в электронной микроскопии, как результат замещения монтмориллонитом обломков вулканического стекла (см. табл. X, 4). В ряде случаев монтмориллониты образуют агрегаты тонкопластинчатых изометричных частиц.

Сгустки или агрегаты с неправильными очертаниями часто окружены друзочками удлиненно-призматических частиц, которые принадлежат или группе гидрослюд, или группе палыгорскита (см. табл. XII, 4—5). Идентификация палыгорскита в смеси с монтмориллонитом может проводиться термовесовым и рентгеновским методами и при помощи микродифракции (см. табл. XII, 6).

Поведение при нагревании позволяет различать монтмориллониты трех типов (см. рис. 10). Первый тип — монтмориллониты с диссоциацией в два этапа (не считая первого эндотермического эффекта потери низкотемпературной воды). Диссоциация, связанная с потерей ОН-ионов, фиксируется при 500 и 700° и сменяется S-образным перегибом кривой нагревания, который вызывается образо-

ванием высокотемпературной шпинелевой фазы. Второй тип — монтмориллониты с одноэтапной диссоциацией в интервале 500—600°. Третий тип — монтмориллониты с одноэтапной диссоциацией при 700°. Иногда двухэтапная диссоциация сопровождается двухступенчатой потерей веса в интервале 400—800°.

Различное поведение монтмориллонитов при нагревании связано с их различной дисперсностью (Кулеско, 1964) и химическим составом. Для более железистых монтмориллонитов характерен второй тип кривых нагревания, первый и третий типы связаны с увеличенной, но различной магнезиальностью.

Анализируя результаты рентгеновской дифракции монтмориллонитов и сопоставляя их с данными химического и термического анализов, можно попытаться среди всех монтмориллонитов осадочного чехла Большого Донбасса выделить четыре типа концентраций монтмориллонита (табл. 13).

I. Монтмориллонит с диссоциацией в интервале 500—600°. Параметры элементарной ячейки (Å):  $a=5,17-5,20$ ;  $b=9,0-9,05$ , содержание окиси магния — до 3%. Характерно замещение алюминия и магния трехвалентным железом. Свойственна наибольшая распространенность. Обычные спутники — гидроокислы железа в красноокрашенных глинах ( $C_{2-3}$ ,  $T_{1-3}$ , Ng), смешаннослойные образования типа слюда — монтмориллонит и гидрослюда политипа 1M в бентонитовых глинах ( $T_{1-3}$ ) и в цементах граувакковых песчаников ( $C_{2-3}$ ,  $J_2$ ). Свойствен породам различных обстановок (континентальные и бассейновые) аридного и гумидного литогенеза.

II. Монтмориллонит с двухэтапной диссоциацией. Параметры элементарной ячейки (Å):  $a=5,17-5,20$ ;  $b=8,94-9,03$ . Рефлексы диффузные, иногда наблюдается разрешение рефлекса 060 ( $d_{060}^1 = 1,490$ ;  $d_{060}^2 = 1,506$ ). Содержание окиси магния до 4—5%. Стратиграфическая и фаціальная характеристика аналогичны предыдущему типу, однако данный тип более обычен для цементав песчаников. В ряде случаев в электронном микроскопе устанавливается присутствие частиц различного размера.

III. Монтмориллонит с двухэтапной диссоциацией. Параметры элементарной ячейки (Å):  $a=5,1-5,22$ ;  $b=9,00-9,10$ . Наблюдается разрешение рефлекса 060 ( $d_1=1,500$ ;  $d_2=1,510-1,514$ ), что связано, по-видимому, с существенно алюминиевым составом одной монтмориллонитовой фазы и значительной магнезиальностью другой. Общее содержание окиси магния 4—6%. Установлен в цементах граувакковых песчаников ( $C_2^5$ ,  $C_3^3$ ) гумидного литогенеза в парагенетической ассоциации с триоктаэдрическим хлоритом и в глинах с туфогенным материалом ( $T_1$ ) аридного литогенеза в ассоциации с палыгорскитом и кальцитом.

IV. Монтмориллонит с диссоциацией в один этап в интервале 600—700°. Параметры элементарной ячейки (Å):  $a=5,20-5,22$ ;  $b=9,05-9,10$ . Содержание окиси магния более 6% при низком со-

## Характеристика диоктаэдрических монтмориллонитов

Тип	MgO, %	Геологический возраст	Порода	Фация	Формация	Минералы-спутники
I	2-3	T <sub>1-3</sub> , Ng	Глины	Лагуна, озеро	Аридных равнин	Гидроокислы железа
		C <sub>2-3</sub> , J <sub>2</sub>	Цементы песчаников грауваккового типа	Русло, дельта, морские течения	Гумидных равнин	Гидрослюда IM, смешанослойные образования C-M
II	3-4	C <sub>2-3</sub> , J <sub>2</sub>	Цементы песчаников	Русло, морские течения	Гумидных равнин	Гидрослюда IM, смешанослойные фазы C-M
III	4-6	C <sub>2</sub> <sup>5</sup> , C <sub>3</sub> <sup>3</sup>	Цементы песчаников	Русло, морские течения	Гумидных равнин	Хлорит триоктаэдрический
		T <sub>1</sub>	Глины, известковые стяжения	Озеро	Аридных равнин	Палыгорскит
IV	6	T <sub>1</sub>	Цементы песчаников	Озеро, делювий	Аридных равнин	Палыгорскит

держании окиси и закиси железа. Установлен в цементах песчаников аридного литогенеза (T<sub>1</sub>), обычным спутником является палыгорскит.

Таким образом, описанные монтмориллониты демонстрируют реальные изоморфные замещения ( $Fe^{+3} \rightleftharpoons Al^{+3}$ ;  $Mg^{+2} \rightleftharpoons Al^{+3}$ ) в единой диоктаэдрической группе. Появление магния в составе трехслойного разбухающего силиката определяется или качеством обломочного материала (обломки эффузивов основного состава) или повышенным содержанием магния в иловых (диагенез) и поровых (катагенез) растворах аридного литогенеза. Предпринятая попытка типизации диоктаэдрических маложелезистых монтмориллонитов осадочного генезиса не может считаться основой их генетической классификации, однако намечает некоторые возможности для характеристики конкретных условий осадочного аутигенного минералообразования.

из осадочных пород Большого Донбасса

Термическая характеристика (эндотермические эффекты, T <sup>b</sup> )			Структурная характеристика (параметры, A)		Количество монтмориллонитовых фаз	Номера образцов в табл. 11 и 12
I	II	III	a	b		
100 (200)	500—600	—	5,17—5,20	9,0—9,05	Одна	1
100 (200)	500—600	600—700	5,17—5,20	{ 8,94 9,03	Две (?)	2,3
100 (200)	500—600	600—700	5,17—5,22	{ 9,00 9,10	Две (?)	4 5
100 (200)	—	600—700	5,20—5,22	9,05—9,10	Одна	6

### Группа хлорита

Хлориты принадлежат минеральной группе чрезвычайно разнообразного состава и генезиса. Степень изученности ее высока, хотя до сих пор не установлено четкой зависимости между структурой и химизмом хлоритов и их устойчивостью в природных условиях. Для характеристики аутигенного минералообразования в осадочных породах хлориты играют весьма существенную роль (Страхов, 1964). Хлориты распространены в цементах песчаников средне- и верхнекаменноугольного возраста на различных участках Большого Донбасса. Это, прежде всего, полимиктовые песчаники свиты С<sub>2</sub><sup>5</sup> (так называемые «табачковые»), а также песчаники с вулканогенным материалом из свиты С<sub>3</sub><sup>3</sup>. Материал был отобран из ядра скважин Зверевского и Краснодонского районов Открытого Донбасса, Ипатовской скважины и скважины Ейского района (юго-восточное продолжение Донбасса). Так как ставилась задача изу-

чить хлоритовые минералы, связанные с вулканическим материалом, то отбирались образцы грауваккового состава без обломочных слюд. Кроме того, петрографический послойный контроль позволил отобрать образцы с хлоритовым пленочным и крустификационным цементами. Исключения представляют породы юго-восточного продолжения Донбасса, которые не содержат никаких реликтов вулканического обломочного материала. Были также изучены хлоритовые минералы из оолитов диагенетического генезиса (терригенные отложения Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса, J<sub>2</sub>bt; Северного Кавказа; карбонатные отложения Крыма J<sub>2</sub>kl).

В генетическом отношении песчаники грауваккового состава с хлоритовым цементом принадлежат континентальным или дельтовым комплексам. Для Донбасса доказывается русловой генезис этих песчаников и приуроченность их к основанию циклов. Для Днепровско-Донецкой впадины, где ритмичность каменноугольных отложений нарушается, утверждать это во всех случаях трудно. Строение пачек с вулканическим материалом очень сложное, но их локальное распространение и целый ряд текстурных особенностей свидетельствуют в пользу их потокового генезиса. Форма частиц аутигенных хлоритов из цементов в электронном микроскопе изометрично- и удлиненно-пластинчатая (см. табл. XII, 1—3).

### Хлориты Днепровско-Донецкой впадины

По составу хлориты относятся к группе железистых (табл. 14, обр. 2, 4, 5), что подтверждается их оптической характеристикой.

Таблица 14

Состав и некоторые физические свойства хлоритов

Компоненты	Номера образцов							
	1	2	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	24,30	26,03	27,61	29,31	28,61	27,16	26,31	27,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,60	19,31	20,31	19,65	22,64	23,18	21,13	23,61
FeO	22,30	16,49	19,26	21,14	18,61	20,26	21,41	20,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,41	21,00	15,14	10,60	10,39	9,20	10,14	10,10
CaO	0,19	0,46	0,41	0,15	0,24	0,61	0,45	—
MgO	3,41	5,49	6,96	7,81	7,36	9,54	9,35	7,41
K <sub>2</sub> O	—	0,53	—	0,31	1,69	0,56	1,04	0,71
N <sub>2</sub> O	—	0,21	—	0,96	0,69	0,23	0,43	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	9,81	10,00	9,54	9,54	8,00	9,03	9,54	10,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,86	0,52	0,58	1,58	0,51	0,14	0,21
Сумма	100,21	100,38	99,85	100,05	99,81	100,28	99,94	100,07
<i>n<sub>g</sub></i>	1,640	1,654	1,636	1,612	1,624	1,615	1,620	1,626
<i>n<sub>p</sub></i>	—	1,650	1,632	—	—	—	1,614	1,620
Уд. вес	3,19	3,10	2,91	2,78	2,81	2,80	2,78	2,80

Примечания. Хим. анализ выполнен в лаб. кафедры минерал. и петрогр. Харьк. гос. ун-та. Аналитик И. И. Тимофеева. Анализ подвергался обогащенные фракции  $<0,005$  мм. Содержание свободного кремнезема и кварца определялось химическим путем и дифрактометрическим способом и учтено при пересчетах.

Образцы: 1 — хлорит оолитов из песчаника ДДВ ( $J_2bt$ ); 2 — хлорит цемента, ДДВ ( $C_3^3$ ), гл. 1200 м; 4 — хлорит цемента, ДДВ ( $C_2^5$ ), гл. 2000 м; 5 — хлорит цемента, ДДВ ( $C_2^5$ ), гл. 4000 м; 6 — хлорит цемента, Лутугино, Донбасс ( $C_2^5$ ); 7 — хлорит цемента, Звереве, Донбасс ( $C_2^5$ ); 8 — хлорит сегрегаций в песчанике, Ипатово ( $C_2$ ); 9 — хлорит основной массы рассланцованного песчаника, р-н Ейска ( $Pz^2$ ).

Показатели преломления чешуек хлоритов колеблются от 1,612 до 1,654, а двупреломление не превышает 0,004. При нагревании у хлоритов наблюдается экзотермический эффект в интервале 300—450°

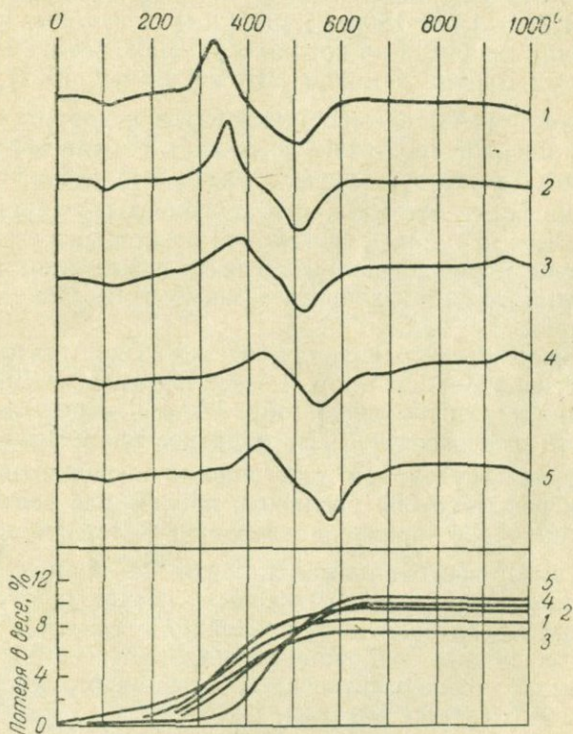


Рис. 11. Кривые нагревания и потери в весе железистых хлоритов Днепровско-Донецкой впадины 1—5 — номера образцов, соответствующие номерам образцов табл. 13

различной интенсивности, который постепенно переходит в растянутый эндотермический эффект диссоциации. Основная потеря в весе падает на него (рис. 11; обр. 2, 3, 4, 5). Для сравнения приве-

дена кривая нагревания хлорита, выделенного из оолитов юрского ( $J_2bt$ ) песчаника этого же района, который является типичным железистым шамозитом (рис. 11, обр. 1). Любопытно, что у ряда хлоритов наблюдается сдвиг эндотермического эффекта к  $600^\circ$ , причем это контролируется некоторым увеличением количества магния в их составе.

На дифрактограммах текстурированных образцов (рис. 12, обр. 2, 5) фиксируется наличие целочисленной серии базальных рефлексов хлорита  $14\text{Å}$ , причем интенсивность первого и третьего базальных рефлексов меньше интенсивности второго и четвертого. На дебаеграммах (табл. 15, обр. 2, 3, 4) неориентированных образцов кроме базальных рефлексов первых пяти порядков наибольшими интенсивностями характеризуются рефлексы 2,50 (202), 2,12—2,15 (204), 1,770—1,774 (206), 1,480 (208). Несмотря на трудности идентификации хлоритов по порошкограммам, все же можно, пользуясь данными Брауна и Бэйли (Brown, Bailey, 1962), установить принадлежность  $14\text{Å}$  железистых хлоритов к хлоритам с ортогексагональной ячейкой (политип  $1b$ ,  $\beta=90^\circ$ ). У ряда образцов на порошкограммах отсутствует первый базальный рефлекс, проявляющийся только после прогрева, что позволяет фиксировать присутствие септохлорита той же структурной разновидности. Для сравнения приведены порошкограммы ортогексагонального диагенетического железистого септохлорита (шамозита; см. табл. 15, обр. 1, 1А).

Диагенетический септохлорит определен из оолитов песчаного размера терригенной породы (обр. 1,  $J_2bt$  Днепровско-Донецкая впадина) и оолитов из известняка (обр. 1А,  $J_3kl$ , Крым). Величины и интенсивности рефлексов *hol* этих образцов аналогичны, что свидетельствует о их структурной идентичности, а величины базальных рефлексов и рефлекса 060 различны, причем для септохлорита из оолитов в известняке характерна меньшая железистость. Септохлориты и  $14\text{Å}$  ортогексагональные хлориты из цементов верхне- и среднекаменноугольных полимиктовых песчаников (гл. 1000—3000 м) также характеризуются различной степенью железистости, однако при различных содержаниях октаэдрического железа состав тетраэдрических катионов отвечает все время структурному политипу  $1b$ ,  $\beta=90^\circ$  (см. табл. XI, 1, 2).

Необходимо отметить, что изменения в пределах этого структурного политипа определяются положением образца в разрезе. Наибольшая близость к диагенетическим септохлоритам по составу и поведение при нагревании наблюдается у  $14\text{Å}$  хлоритов (часто с примесью септохлоритов) из песчаников верхнекаменноугольного возраста. В них состав эффузивных обломков отличается незначительной степенью разрушения, часто сохраняется стекловатое строение, а минералы хлоритовой группы в глинистых породах

## Результаты рентгеновского анализа ортогексагональных хлоритов

hkl	1		1A		2		3		4	
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
001	—	—	—	—	3	13,86	3	13,96	3	13,90
002	10	6,94	10	7,03	10	6,94	10	7,03	10	7,03
003	2	4,62	2	4,65	2	4,68	2	4,71	3	4,65
020	—	—	—	—	2	4,62	1	4,65	—	—
004	7	3,50	6	3,52	7	3,52	5	3,52	7	3,51
005	4	2,79	3	2,85	5	2,78	2	2,82	3	2,82
—	—	—	—	—	1	2,67	1	2,66	—	—
—	—	—	—	—	—	—	1	2,59	—	—
202	10	2,50	10	2,50	10	2,50	5	2,52	10	2,52
—	—	—	—	—	—	—	1	2,33	1	2,33
204	5	2,12	3	2,13	7	2,15	5	2,11	5	2,15
007	—	—	—	—	2	1,989	5	1,994	3	1,991
206	—	—	2	1,774	3	1,770	2	1,780	1	1,775
—	—	—	—	—	—	—	1	1,626	—	—
060	6	1,553	6	1,539	6	1,555	6	1,544	7	1,544
062	3	1,520	5	1,520	3	1,517	3	1,520	2	1,520
208	2	1,480	—	—	2	1,480	2	1,482	4	1,482
0010	2	1,396	1	1,403	2	1,390	3	1,398	2	1,390
—	—	—	—	—	—	—	1	1,359	—	—
400	2	1,337	2	1,331	2	1,335	2	1,332	3	1,330
—	—	—	—	—	1	1,306	1	1,312	1	1,310
—	—	—	—	—	1	1,250	1	1,254	—	—
—	—	—	—	—	1	1,189	1	1,196	—	—
0012	—	—	—	—	2	1,172	1	1,176	—	—
$c \sin^2 \beta$	—	—	—	—	—	14,06	—	14,11	—	14,14

Примечания. Образцы: 1 — хлорит оолитов ( $J_2bt$ ); 1A — хлорит оолитов из известняков ( $J_3kl$ ); 2 — хлорит цемента ( $C_2^3$ ), гл. 1200 м; 3 — хлорит цемента ( $C_2^5$ ), гл. 1100 м; 4 — хлорит цемента ( $C_2^5$ ), гл. 2500 м. Обр. 1A из Крыма, остальные — из Днепровско-Донецкой впадины.

Режим анализа: диаметр камеры 58,3 мм, специальный коллиматор и лочушка  $FeK \alpha$  — излучение, визуальное определение интенсивностей,  $d=0,5$  мм.

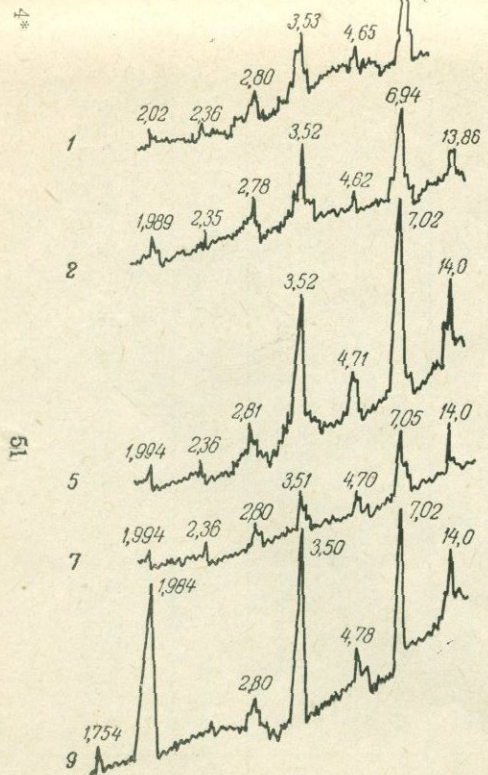


Рис. 12. Дифрактограммы железистых хлоритов. Химический состав образцов 1, 2, 5, 7, 9 см. в табл. 14



вулканогенно-осадочных пачек сменяются смешаннослойными фазами.

В песчаниках среднекаменноугольного возраста хлорит с глубиной становится более магнезиальным и стабильным при нагревании (см. рис. 11, обр. 2—4), хотя он разрушается еще в один этап. В песчаниках сохраняются только порфиновые типы эффузивных обломков, а в цементах распространена примесь каолинита, что фиксируется термическим и кристаллооптическим методами. Интересны соотношения хлорита с каолинитом. Хлорит не только развит по обломкам и в пленках цемента, но и замещает каолинит в порах, причем хлоритизация каолинитовых участков сопровождается регенерацией кварцевых зерен.

Дополнительным местным источником кремнезема может являться кремнезем, освобождающийся при метасоматическом замещении каолинита хлоритом. Эти явления наблюдаются в полимиктовых песчаниках на глубинах 1000—2000 м. Наиболее магнезиальным по составу является хлорит из свиты  $C_2^5$  с глубины 4000 м Шебелинского разреза. Степень изменения обломков здесь такая же, как и в образцах этой свиты с меньших глубин (хлоритизированная основная масса в плагиоклазовых порфиритах, но четкие контуры самих обломков), однако пленочный хлорит цемента претерпевает дополнительные изменения. На основе пленочного, почти бесцветного хлорита развиваются тонкие «червеобразные» агрегаты железистого минерала. Ближе всего этот минерал гётиту, так как до обработки подогретой соляной кислотой дебаеграмма фиксирует рефлексы с  $d_n = 4,15; 2,68; 2,43; 1,710$ , а в вытяжке определяется трехвалентное железо. Рефлексы хлоритового минерала после солянокислой обработки становятся лишь более отчетливыми. Идентификация хлорита удалась только на основе моноклинной ячейки (табл. 16, обр. 5), а распределение интенсивностей ближе всего к стабильному политу типу II b (Brown, Bailey, 1962) (см. табл. XI, 3, 4).

Легче всего предположить, что подобный хлорит образовался при магнезиальном метасоматозе железистого ортогексагонального хлорита, хотя возможен и распад первичного хлорита с выделением неустойчивого трехвалентного железа в виде самостоятельного минерала. В ряду магнезиально-железистых хлоритов с некоторым замещением кремния алюминием в тетраэдрах трансформация одного политипа хлорита (I b,  $\beta = 90^\circ$ ) в другой (II b,  $\beta = 97^\circ$ ) не является, судя по современным представлениям, чем-то неожиданным.

В некоторых случаях в пределах Днепровско-Донецкой впадины в терригенных породах создаются условия для образования несколько иного хлоритового минерала также магнезиально-железистого, но с малым замещением кремния в тетраэдрических слоях (см. табл. 16, обр. А). Характер порошкограммы позволяет отнести его к метастабильному политу типу I b,  $\beta = 97^\circ$ ; возможно, это хлорит типа диабантита. Генезис его не ясен. Он встречен в битумсодер-

жащих породах (песчаники, алевролиты) в виде сегрегационных выделений. Небольшие глубины (до 2000 м) и субплатформенный тип разреза (район Чернигова) благоприятны для генезиса этого метастабильного политипа, однако конкретные условия, в которых он сформировался, и пределы его устойчивости пока не ясны.

### Хлориты Донецкого бассейна

По составу хлориты также принадлежат группе магнезиально-железистых хлоритов (см. табл. 14, обр. 6—9), но с переменным содержанием магния и железа. Величины показателей преломления колеблются в пределах 1,624—1,626. Поведение хлоритов при нагревании для образцов Западного и Центрального Донбасса соответствует хлоритам, которые диссоциируют в один этап (рис. 13, а, обр. 6). Перемещается только положение экзотермического эффекта, который связан уже не с окислением железа, а с образованием новой шпинелевой фазы.

Начиная с хлоритов Зверевского района устанавливается диссоциация в два этапа (см. рис. 13, а, обр. 7—9), которая связывается с последовательным разрушением бруситового и талькового слоев хлоритовых пакетов. Этот переход на двухэтапную диссоциацию проявляется и на кривых

потери веса (см. рис. 13, б). Для сравнения даны кривые нагревания и потери веса гидротермального прохлорита из Нагольного кряжа (см. рис. 13, а, б, обр. 10) с четкой двухэтапной диссоциацией и экзотермическим эффектом. Если для хлоритов Днепровско-Донецкой впадины наблюдается изменение термических свойств

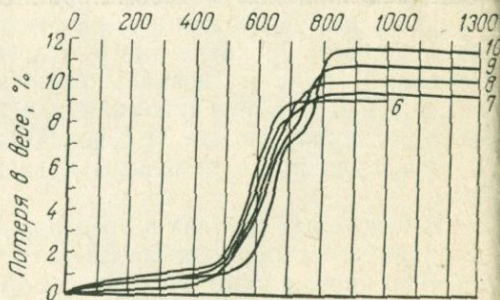
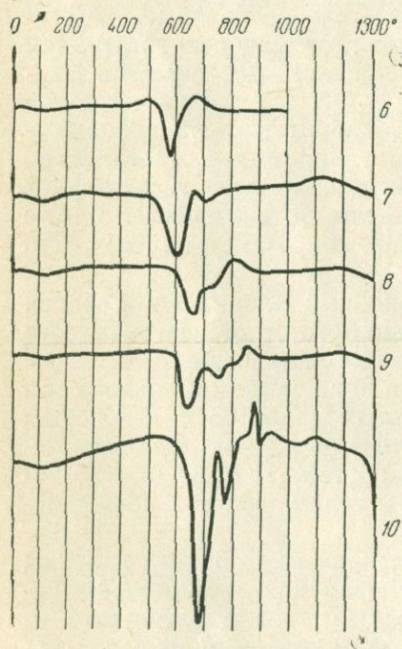


Рис. 13. Кривые нагревания (а) и потери в весе (б) хлоритов Донецкого бассейна

6—10 — номера образцов

хлоритов по вертикали, то термические свойства хлоритов Донбасса изменяются в обычном направлении нарастания степени изменения осадочных пород: более железистые хлориты сменяются более магнезиальными, что отражается на их поведении при нагревании (см. табл. 16).

На дифрактограммах текстурированных образцов распределение интенсивностей базальных рефлексов соответствует обычно магнезиально-железистым хлоритам с подчиненными количествами магния, хотя по сравнению с большинством образцов Днепровско-Донецкой впадины количество магния возрастает (см. табл. 14). Устанавливается также замена трехвалентного железа двухвалентным для всей этой группы.

Очевидно, все хлориты из цементов граувакковых песчаников, начиная от района Лутугино и Краснодона и кончая Ипатовской скважиной, а также хлорит предположительно палеозойских сланцев Калиболотской скважины (Ейско-Березанский район) являются стабильными хлоритами с моноклинной ячейкой (политип II *b*,  $\beta=97^\circ$ ). Этот структурный политип характеризуется небольшим распространением и практически всегда устанавливается для хлоритов гидротермального, пегматитового и метаморфического генезиса. В то же время и условия катагенеза допускают образование аутигенного моноклинного хлорита (см. табл. XI, 5).

Структурные изменения в ряду минералов хлоритовой группы сопровождаются увеличением их магнезиальности. Кроме химического анализа это подтверждается изменением термоустойчивости и инфракрасной спектроскопией (рис. 14, *a*, *b*).

Аутигенные магнезиальные хлориты (табл. XII, 3) с моноклинной ячейкой (типа джефферизита) характерны также для терригенных отложений с большим количеством вулканогенного минерала, причем появляются они при гораздо меньшей интенсивности пострдиagenетических изменений (угленосные отложения  $C_2-C_3$  и вулканогенно-терригенные отложения  $J_2$ , Северный Кавказ).

### Группа палыгорскита

Палыгорскит по сравнению с другими глинистыми минералами характеризуется ограниченным распространением в терригенных отложениях. Его концентрации обнаружены в цементах песчаников (триасовые отложения Днепровско-Донецкой впадины; Карпова, Шумилина, 1968) и в виде прожилков в карбонатно-глинистых породах (верхнепермские отложения северо-западных окраин Донбасса; Карпова, Кулеско, 1963<sub>1</sub>, 2). В отличие от палыгорскитов третичных глин Украины, описанный палыгорскит имеет значительные размеры кристаллических индивидуумов и почти не содержит примесей. Парагенетическую минеральную ассоциацию с палыгорскитом образуют кальцит и монтмориллонит.

Волокнистый белый минерал прожилков и цементов — палыгорскит — оптически двуосен, отрицателен. Погасание относительно длины волокон положительное. Величина двупреломления 0,008—

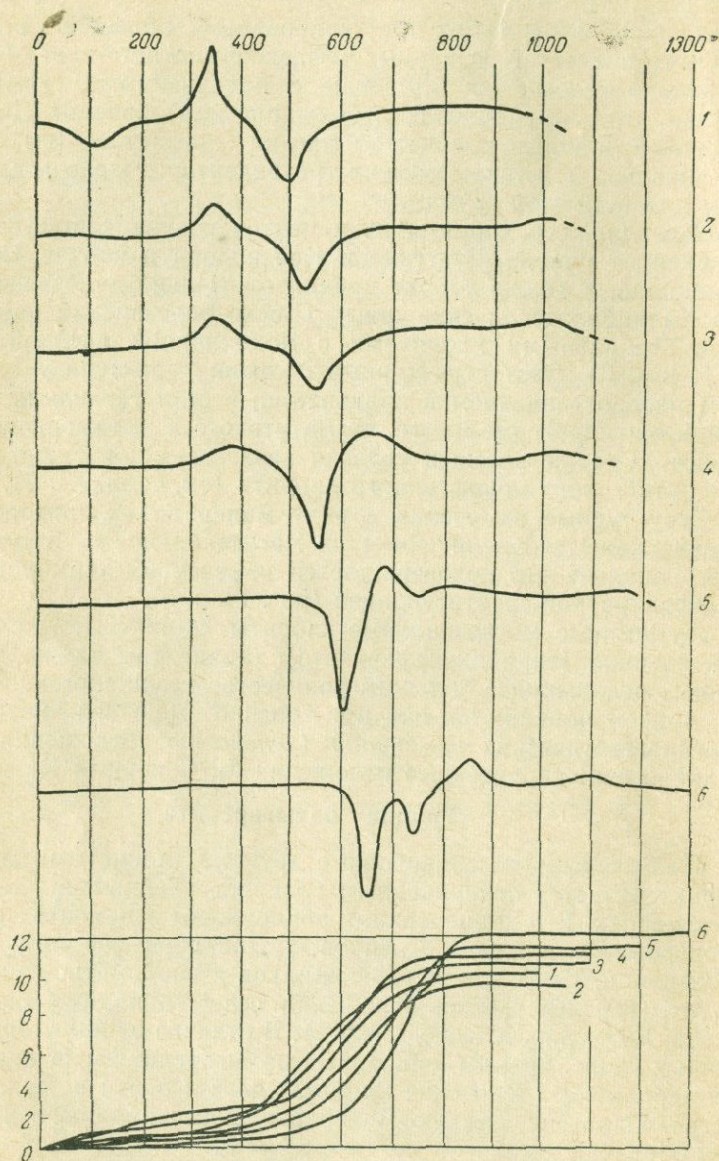


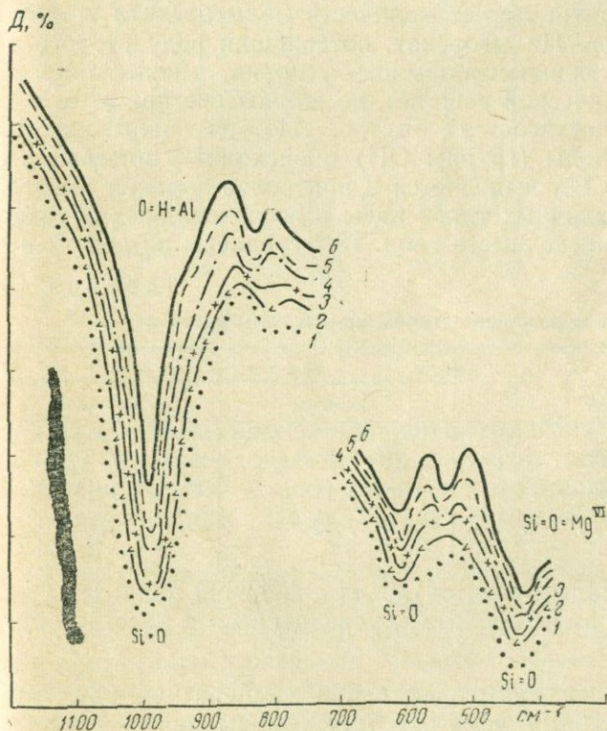
Рис. 14. Кривые нагревания, потери в весе (а) и ИК-спектры Хлориты 1б: 1-3 из Днепровско-Донецкой впадины. 1 — глуб. 1200 м, веро-Западный Донбасс,  $C_2^5$ ; 5 — Центральный Донбасс,  $C_2^5$ ; 6 —

0,010. Показатели преломления следующие:  $n_g' = 1,531 - 1,520$ ,  $n_m' = 1,522 - 1,515$ ;  $n_p = 1,522 - 1,512$ . Кривые нагревания палыгорскитов характеризуются тремя эндотермическими эффектами при  $100 - 130^\circ$ , в интервалах  $200 - 300^\circ$  и  $400 - 500^\circ$ ; они контролируются трехступенчатой кривой потери веса.

Суммарное содержание воды в различных образцах колеблется от 18,7 до 23,7%, причем колебания связаны в основном с различным количеством низкотемпературной воды, однако роль поверхностно адсорбированной воды незначительна, так как выделения палыгорскита характеризуются высокой степенью кристалличности.

Химическая характеристика донецких палыгорскитов приведена в табл. 17 и соответствует алюмомагнезиальному силикату.

Вода, выделение которой происходит в интервале  $50 - 200^\circ$ , является цеолитной, ее потеря не вызывает деформаций кристаллической решетки, а сопровождается понижением показателей преломления и восполняется в течение суток, в образце, оставленном на воздухе. Вода второго типа выделяется в интервале температур



(б) триоктаэдрических хлоритов

$C_3^3$ ; 2 — глуб. 1500 м,  $C_2^5$ ; 3 — глуб. 2500 м,  $C_2^5$ . Хлориты 11б: 4 — Се-Ипатово,  $C_2$

## Состав донецких палыгорскитов

Номера образцов и их местонахождение	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П. п. п.
Образец VI, западная окраина Донбасса, дрововская свита (P <sub>2</sub> )	55,69	9,17	Следы	0,09	10,32	0,77	0,25	0,10	23,72
Образец Б, Днепровско-Донецкая впадина, серебрянская свита (T <sub>1</sub> )	55,31	10,36	Следы	Следы	11,32	—	—	Следы	23,10

190—320°. Ее количество в кристаллической решетке довольно постоянно и в среднем равно 4%. По литературным данным, потеря этой воды вызывает повышение светопреломления минерала.

Дифрактометрическим методом можно уловить смещение отражения (110) при нагревании до 290—340° от 15,5 до 9,1Å и обратный процесс, идущий с охлаждением минерала, что используется сейчас для определения малых количеств палыгорскита в смесях глинистых минералов. Палыгорскит, потерявший воду второго типа, становится неустойчивым в обычных условиях и испытывает деформацию кристаллической решетки, но равновесие при этом с окружающей средой достигается быстро. Потеря палыгорскитом «конституционной» воды (группы OH) происходит в интервале от 370 до 600°, а около 1% выделяется и при более высокой температуре. Отношение различных типов воды в исследованных образцах 2:1:2 (данные, приведенные в табл. 18, усреднены по десяти про-

Таблица 18

## Соотношение различных типов воды в палыгорскитах

Типы воды, вес. %	П а л ы г о р с к и т	
	донецкий	крымский
Цеолитная (ниже 190°C) . . . . .	7,3	7,9
Кристаллогидратная (190—330°C) . . . . .	4,1	4,15
ОН (выше 330°C) . . . . .	7,42	8,35

бам для донецких палыгорскитов). Для сравнения приведены данные для крымского палыгорскита\*, усредненные по шести образцам.

Дегидратированный палыгорскит при температуре 580—590°C переходит в новую форму, чему отвечает деформация дифференциальной кривой нагревания, или небольшой эндотермический эф-

\* «Горная кожа» из коры выветривания диоритового массива, с. Курцы близ г. Симферополя, описана А. Е. Ферсманом в 1913 г.

фект при этих температурах (рис. 15). На дебаеграммах донецких палыгорскитов, нагретых до  $600^{\circ}$ , прослеживается замещение линии 10,39А диффузным кольцом с максимумом 9,4А, а рентгенограмма характеризуется уменьшением числа рефлексов и их диффузностью. Новая форма палыгорскита (палыгорскит II Лоншамбона) устойчива в значительном температурном интервале и ее аморфизация происходит при температуре  $800-900^{\circ}\text{C}$ . Уже у образцов, прогретых до температуры  $900^{\circ}$ , на дебаеграммах наблюдаются лишь редкие слабые линии. Около  $850^{\circ}\text{C}$  начинается спекание аморфизованных продуктов, вызывающих «оползание» кривой нагревания. Это «оползание» прерывается экзотермическим эффек-

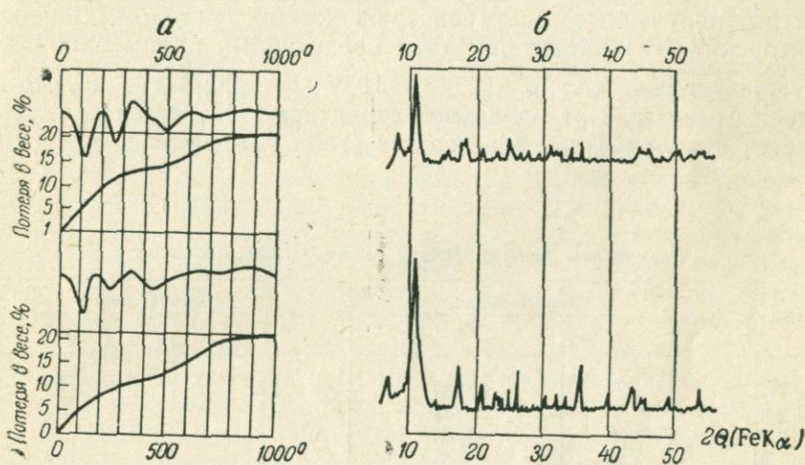


Рис. 15. Кривые нагревания и потери в весе (а) и дифрактограммы (б) донецких палыгорскитов с примесью монтмориллонита

том, отвечающим появлению новой минеральной фазы. Величина экзотермического эффекта, положение его максимума, а также тип новообразованной формы зависят кроме влияния условий съемки от чистоты материала и характера примесей (Карпова, Кулеско, 1963<sub>1,2</sub>).

В электронном микроскопе частицы палыгорскита обладают удлиненной пластинчатой формой с резкими четкими ограничениями, однако в смеси с другими минералами форма не может являться диагностическим признаком. Фазовый анализ в этом случае лучше всего производить методом микродифракции, так как микродифракционная картина монокристалла палыгорскита характеризуется двойными точечными рефлексами в отличие, например, от микродифракционных картин, полученных для пластинчатых гидрослюдов (см. табл. XII, б). Специфичность формы палыгорскита связывается с его химизмом (значительная магнезиальность) и,

вследствие этого, с промежуточным положением между диоктаэдрической и триоктаэдрической сериями (Милло, 1968). Интересно выяснить, при каких конкретных количествах магния в октаэдрах пластинчатая форма сменяется изометрической, приводя к образованию монтмориллонитов, и не является ли форма кристаллов функцией состава растворов или *PT*-условий кристаллизации.

Несмотря на большое количество опубликованных в последнее время работ о палыгорските, наиболее точными данными по рентгеновскому исследованию остаются данные Брэдли. Экспериментальный материал, полученный для донецких палыгорскитов, хорошо согласуется со структурной схемой, предложенной Брэдли. Для частичного индицирования рентгенограмм были использованы параметры, полученные электронографическим методом. Донецкий палыгорскит ( $P_2$ ) характеризуется следующими параметрами элементарной ячейки (Å):  $a=12,6$ ;  $b=18,05$ ;  $c=5,20$ ;  $\beta=96^\circ30'$ , что несколько отличается от идеальной структуры. Интересным фактом является появление на дебаеграмме (табл. 19) рефлекса 8,31 (210),

Таблица 19

Результаты рентгеновского анализа палыгорскитов

<i>hkl</i>	Верхняя пермь		Нижний триас	
	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
110	10	10,39	10	10,42
210	1	8,31	1	8,31
200	4	6,36	3	6,36
130	4	5,38	4	5,38
040	7	4,47	7	4,46
310	6	4,10	5	4,10
240	4	3,65	3	3,63
	4	3,35	—	—
400	6	3,16	7	3,14
510	8	2,54	8	2,54
080	2д	2,26	1	2,25
600	5д	2,12	5	2,12
	1	1,85	—	—
0.10.0	1д	1,796	1	1,796
	1	1,719	1	1,719
	3	1,669	3	1,667
800	2	1,609	2	1,608
	1	1,557	1	1,555
0.12.0	3	1,506	3	1,505
	1	1,432	1	1,435
	1	1,373	1	1,370
	1	1,337	1	1,335
	2	1,303	2	1,303
	1	1,253	2	1,254

который обычно устанавливается у силикатов с амфиболовой структурой.

## Смешаннослойные образования

Смешаннослойные глинистые минералы устанавливаются только при помощи специальной методики. Наблюдения за поведением базальных межплоскостных расстояний при самых разнообразных обрабатываниях, так и о генетических связях между компонентами смешаннослойной фазы (Браун, 1965; Дриц, Кашаев, 1960; Дриц, Коссовская, 1964; Коссовская, 1966; Франк-Каменецкий, 1961; Sudo, 1959 и др.). Как известно, смешаннослойные образования глини могут быть упорядоченными, неупорядоченными и зональными, характеризуясь определенными дифракционными картинами. Кроме двухкомпонентных смешаннослойных образований в природных образцах устанавливаются и трехкомпонентные (Weaver, 1958).

В терригенных породах смешаннослойные образования встречаются в глинистых породах и в цементах песчаников и алевролитов. Что касается вещественного состава пород, то смешаннослойные образования обнаружены главным образом в полимиктовых разностях (песчаники граувакковые, аркозовые и слюдястые, глины полимиктовые). Так как мономинеральные фракции для смешаннослойных фаз выделить возможности не представлялось, все косвенные методы (термический анализ и др.) для идентификации не пригодны. Однако для морфологической характеристики электронные снимки на просвет все же могут быть использованы. В электронном микроскопе образцы, содержащие смешаннослойную разбухающую фазу типа слюда (гидроslюда) — монтмориллонит, сложены тонкими, просвечивающими, изометричными чешуйками ( $< 1\mu$ ) наряду с более крупными пластинками гидрослюды и каолинита. Реплики гидратированных частиц и агрегатов аналогичны репликам изометричных гидрослюдястых частиц.

Установлены смешаннослойные образования четырех типов. Характеристика их приведена в табл. 20.

Таблица 20

Характеристика смешаннослойных образований

Типы	Межплоскостные расстояния 001 (Å)					
	не обработанные	с этиленгликолем	прогретые до 550°	с гликолем после 550°	с КОН	с MgCl <sub>2</sub>
I	10 10,4—11,0	10,4—11,0 11,0—13,0	10,0 10,0	10,0 10,0	10,0 10,0—10,6	10,4—10,8 10,6—11,6
II	11,8—13,0	13,0—14,0	11,0—12,0	11,0—12,0	11,0—13,0	12,0—14,0
III	14,1—14,8	15,6—16,0	14,0	14,2—14,5	14,0—14,6	14,5—15,0
IV	13,0—13,8	13,8—14,5	10,0	10,0	10—10,0	14,0—14,3

1. Неупорядоченные смешаннослойные двухкомпонентные образования. В необработанном состоянии величина первого базального рефлекса  $10,4\text{--}11,0\text{Å}$ , иногда максимум его не превышает  $10\text{Å}$ , но

рефлекс широкий и характеризуется крайней диффузностью. В этом случае самостоятельные отражения у смешаннослойной фазы проявляются наряду с отражениями гидрослюда  $10\text{Å}$  после обработки этилен-гликолем. При значительной степени гидратации второй базальный рефлекс гидрослюда около  $5\text{Å}$ , часто осложнен дополнительной площадкой или пиком с максимумом  $5,05\text{—}5,15\text{Å}$ . Прогрев при  $600^\circ\text{C}$  обнаруживает только дифракционную картину с целочисленной серией базальных рефлексов гидрослюда  $10\text{Å}$ . Обработка КОН сокращает разбухающие слои и, как правило, после обработки образуется стабильная структура гидрослюда. Вторичная обработка гликолем не приводит к разбуханию материала. Однако в ряде случаев К-минерал не является стабильной структурой, так как даже после интенсивной обработки сохраняется иррациональность рефлексов и дополнительное, хотя и незначительное разбухание после обработки этилен-гликолем ( $d_n = 10,6 \rightarrow 10,8\text{Å}$ ).

Диоктаэдрическая природа этого смешаннослойного минерала не вызывает сомнений ( $060 = 1,500\text{—}1,506\text{Å}$ ). Такие образования иногда называют гидратированными гидрослюдами. Это неупорядоченные смешаннослойные фазы «монтмориллонит — гидрослюда (слюда)», формирование которых связывают с гидратацией слюд в коре выветривания и при диагенезе. Ч. Уивер (1959), описывая такие смешаннослойные фазы, называет их иллит-монтмориллонитовыми и устанавливает, пользуясь величинами базальных рефлексов, количество набухающих слоев в структуре. По методике Ч. Уивера, смешаннослойные фазы I типа попадают в начало ряда и содержат от 10 до 40% набухающих слоев. Следует отметить, что при гидратации около 40% связь с гидрослюдой  $10\text{Å}$  уже ослаблена. Подобные смешаннослойные фазы устанавливаются в глинах и в песчано-алевритовых породах аркозового, грауваккового и кварцево-слюдистого состава.

В платформенных районах в нижних частях разреза эта фаза сменяется стабильной гидрослюдой  $10\text{Å}$ . Аналогичное изменение происходит и в восточных районах Донбасса.

В смешаннослойных образованиях типа гидрослюда — монтмориллонит также невозможно выяснить полиморфную модификацию в связи с их неупорядоченностью. Была предпринята попытка отмучиванием и центрифугированием получить фракцию менее  $0,0001\text{ м.м.}$ , почти лишенную гидрослюд  $10\text{Å}$  и обогащенную разбухающей смешаннослойной фазой, однако и при этом дифракционная картина лишена четкого набора рефлексов именно в области ( $d_n = 2,70\text{—}2,50\text{Å}$ ), позволяющей идентифицировать политипы 1М и 2М.

II. Неупорядоченные смешаннослойные трехкомпонентные фазы с первым базальным рефлексом  $11,8\text{—}13,0\text{Å}$ , реагирующие на обработку (см. табл. 20, тип II). Из нецелочисленной серии базаль-

ных рефлексов следующих порядков при обработке обычно проявляется рефлекс (002/002). Все базальные рефлексы дальних порядков сливаются с рефлексами основных структур (гидрослюда, хлорита). Роль разбухающего компонента в этих смешаннослойных образованиях невелика, так как при обработке гликолем и  $MgCl_2$  исходного образца и образца после прогрева при  $550^\circ$  рефлексов более  $15\text{\AA}$  не наблюдается. Кроме того, ни термическая обработка, ни насыщение калием (KCl и KOH) не приводят к стабилизации решетки. Подобные образования сейчас предложено называть «подвижными хлоритами» (Коссовская и др., 1963). Их генезис связывают с преобразованием железистых триоктаэдрических слюд в катагенезе. В описываемых породах подобные неупорядоченные смешаннослойные образования встречаются главным образом в цементах песчаников с вулканогенным материалом основного состава, где есть примесь железистых слюд. Можно предположить, что исходным материалом для смешаннослойных хлорит-гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований были железистые слюды и вулканогенные обломки, несущие следы интенсивного изменения, однако возникли они синтетическим путем.

Предположение о трехкомпонентном составе этих смешаннослойных фаз можно сделать, воспользовавшись методикой Уивера (сведение последовательными обработками трехкомпонентной системы к двухкомпонентной).

Добиться интенсивного обогащения фракции какого-либо размера подобной смешаннослойной фазой возможности не представилось, однако после выделения фракции менее  $0,0001$  мкм интенсивность линий  $14\text{\AA}$  хлорита уменьшилась. Диффузность рефлексов и их малое количество не позволяет уверенно отнести смешаннослойную фазу к триоктаэдрическому или диоктаэдрическому типу, однако на дебаграммах присутствуют два довольно сильных рефлекса в области больших углов, соответствующих 060 гидрослюда (1,498) и смешаннослойной фазы (1,516). Последнее значение свидетельствует о повышенной роли магния в межслоевых промежутках. Обычный парагенез этих смешаннослойных фаз — хлорит триоктаэдрический, гидрослюда диоктаэдрическая.

III. Неупорядоченные смешаннослойные двухкомпонентные образования с первым базальным рефлексом  $14,0$ — $14,8\text{\AA}$ . При обработке гликолем возникает отражение  $15$ — $16\text{\AA}$  наряду с самостоятельным отражением монтмориллонита  $17\text{\AA}$ . Совершенно очевидно участие в формировании смешаннослойного образования компонента с хлоритовой структурой, что проявляется после прогрева, однако и после термической обработки, а также при действии  $MgCl_2$ , сохраняется способность к разбуханию. Обработка K-ионом почти не воздействует. Можно предположить двухкомпонентную систему хлорит-монтмориллонитового типа с повышенной ролью катионов магния и железа. В то же время присутствующий в смеси монтмо-

риллонит является явно диоктаэдрическим. Этот тип смешаннослойных образований гораздо чаще распространен в цементах субграувакковых пород приплатформенных областей с достаточно длительной стадией диагенеза, а, главное, находящихся и донныне на стадии начального катагенеза.

Обычный парагенез — хлорит триоктаэдрический, монтмориллонит диоктаэдрический. Различие между II и III типами условное. В зависимости от количественных соотношений разбухающего (монтмориллонитового) и стабильного (гидрослюдистого и хлоритового) компонента возникает то разнообразие структур, которое усложняет дифракционный спектр глинистых смесей.

IV. Смешаннослойные образования, которые устанавливают на дифрактограммах по наличию рефлекса  $13,0-13,8\text{\AA}$ , относятся к вермикулитовому типу. Эти рефлексы не реагируют на насыщение гликолем, но при нагреве исчезают, усиливая рефлекс гидрослюды  $9,6-10\text{\AA}$ . Обычно подобные дополнительные рефлексы встречаются в цементах аркозовых песчаников, однако уверенности в их возникновении после отложения нет, так как степень изменения железистых слюд даже в слабо измененных породах различна. Вполне вероятен и аллотигенный генезис. Таким образом, если I тип — это тип неупорядоченных смешаннослойных образований диоктаэдрической природы, то II, III, IV типы являются промежуточными и связаны или с триоктаэдрическим хлоритом, или с триоктаэдрической гидрослюдой. Невозможность выделения мономинеральной фракции препятствует детальному исследованию этих смешаннослойных фаз.

V. Наряду с весьма распространенными неупорядоченными смешаннослойными фазами различной природы в единичных образцах встречена упорядоченная смешаннослойная фаза большей степени гидратации с почти целочисленной серией базальных рефлексов типа 22; 10,8; 7,4; 5,2; 4,2. Образец, наиболее благоприятный для исследования по наименьшему количеству примесей, принадлежит цементу слюдистого песчаника из свиты  $C_3^1$  (Днепровско-Донецкая впадина; табл. 21).

Таблица 21  
Результаты рентгеновского анализа смешаннослойной фазы из цемента песчаника ( $C_3^1$ ) Днепровско-Донецкой впадины

Условия анализа	001	002	003	004	005	006
Необработанный . . . . .	21,8	10,8	7,4	5,2	4,2	3,6
С гликолем . . . . .	23,2	12,4	7,8	5,8	4,5	3,8
Прогрев до $550^\circ$ . . . . .	20,2	10,0	6,9	5,0	4,1	3,4
Гликоль после прогрева до $550^\circ$ . . . . .	21,2	10,4	7,12	5,4	4,0	3,3
Обработан KCl . . . . .	21,0	10,2	7,1	5,3	4,1	3,4
Обработан $MgCl_2$ . . . . .	22,8	11,3	7,5	5,7	4,5	3,6
Прогрев до $200^\circ$ . . . . .	20,6	10,3	6,7	5,1	4,1	3,3

Глинистый минерал в порах почти изотропен, желтого цвета, в каемках вдоль обломочных зерен — раскристаллизован, буровато-зеленый, с двупреломлением 0,010—0,012, иногда повышающимся до 0,030—0,035. Показатели преломления для цемента такого типа колеблются в следующих пределах:  $n_g = 1,570 - 1,528$ , для  $n_p = 1,537 - 1,501$ . Термическая характеристика цемента, обогащенного этим глинистым образованием, носит так называемый «гидрослюдистый» характер. Потеря в весе осуществляется при нагревании в два этапа, причем в количественном отношении эти этапы примерно одинаковые.

Потеря ОН-ионов происходит в интервале 500—600°, что обычно для трехслойных глинистых минералов со значительным количеством железа. Рентгеновский анализ свидетельствует о незначительной чувствительности смешаннослойного образования к обработкам. Вероятно, оба компонента смешаннослойной фазы относятся к различно гидратированным слюдоподобным образованиям (монтмориллонит — слюда).

Примером образования подобной смешаннослойной фазы являются также континентальные осадочные породы донецкого триаса, которые обогащены монтмориллонитовыми минералами и могут использоваться как бентонитовое сырье (Кулеско, 1963). В них смешаннослойное образование встречается вместе с каолинитом (Карпова, Кулеско, 1964). Этот смешаннослойный минерал обладает широким диффузным рефлексом при 20Å и рефлексами следующих порядков: 9,8; 7,12; 6,10; 4,15Å (табл. 22). После обработки препарата параами этилен-гликоля наблюдается смещение первых трех базальных отражений в область малых углов (22,8; 12,3; 7,8Å). Так как серия рефлексов 001 для этого глинистого минерала не является вполне целочисленной, то остается предположить, что он представляет собой частично упорядоченное переслаивание слоев слюдяного и монтмориллонитового типа. Межплоскостное расстояние, соответствующее рефлексу 060, в среднем равно 1,498 и совпадает с таковым у каолинита, поэтому можно быть уверенным, что октаэдрические позиции смешаннослойного минерала заняты в основном алюминием.

Электроннографическим методом получены параметры элементарной ячейки (Å):  $a = 5,14$ ;  $b = 8,95$ . Различия в величинах параметров для каолинита и второго минерала не превышают 0,03Å, поэтому на электронограммах фиксируется одна система эллипсов. Присутствие разбухающего минерала вызывает появление размытых и плохо разделяющихся дуг на эллипсах электронограммы, снятых под углом 55° (от текстуры).

По данным Б. Б. Звягина, величины параметров  $a$  и  $b$  (Å) близки приведенным выше ( $a = 5,16$ ;  $b = 8,94$ ), а параметры  $c$  и  $\beta$  для двух минералов равны соответственно:  $c_1 = 7,3$ ;  $\beta_1 = 104^\circ 30'$ ;  $c_2 = 10$ ;

Результаты рентгеновского анализа смешаннослойной фазы  
из триасовых глин (Т<sub>3</sub>, Донбасс)

№ линии	Столбик		Обработанный гликолем		Прогретый до 600°		Ориент. препарат		Обработ. гликолем		001
	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	
1	10	21,9	10	23,8	8	20,4	10	20,1	10	22,8	001
2	1д	10,4	2д	11,5	6	9,75	6д	9,8	6д	12,3	002
3	—	—	1д	7,9	3	7,35	—	—	5	7,8	003
4	3	7,16	4	7,0	—	—	5	7,12	5	7,09	—
5	3	6,17	8	6,21	—	—	3д	6,1	2д	6,15	004
6	5	4,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	10	4,40	8	4,40	10	4,38	—	—	—	—	—
8	1	4,15	1	4,16	—	—	4	4,15	4	4,25	005
9	2	3,93	4	3,90	2	3,87	—	—	—	—	—
10	4	3,64	5	3,57	—	—	10	3,52	10	3,53	006
11	3	3,34	4	3,31	5	3,33	5д	3,28	5д	3,35	007
12	2	3,16	5	3,18	4	3,15	—	—	—	—	—
13	3	2,53	5	2,56	4	2,54	—	—	—	—	—
14	4	2,34	5	2,33	4	2,33	—	—	—	—	—
15	1	2,04	4	2,08	1	2,00	—	—	—	—	—
16	2	1,86	1	1,87	—	—	—	—	—	—	—
17	2	1,616	1	1,615	—	—	—	—	—	—	—
18	2	1,501	8	1,495	10	1,500	—	—	—	—	—
19	1	1,463	1	1,462	—	—	—	—	—	—	—
20	1	1,348	1	1,350	—	—	—	—	—	—	—
21	1	1,243	1	1,250	—	—	—	—	—	—	—
22	1	1,195	1	1,197	—	—	—	—	—	—	—

$\beta_2 = 100^\circ$ , причем точность результатов невысокая. Согласно Б. Б. Звягину, разбухающий минерал подобен «бейделлиту». На электронных микрофотографиях устанавливается два глинистых минерала. Каолинит в виде изометричных пластинок с резкими краями размером более 0,1 м. Глинистый минерал в виде мелких прозрачных пластинок или облаковидных агрегатов размером менее 0,1 м. Морфологически этот глинистый минерал сходен с монтмориллонитом.

Химический анализ (аналитик И. И. Тимофеева) фракции менее 0,001 мм следующий (вес. %): SiO<sub>2</sub> 44,98; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 28,62; FeO 0,82; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(HCl) 1,88; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,68; CaO 1,35; MgO 1,22; Na<sub>2</sub>O 0,17; K<sub>2</sub>O 0,26; H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> 13,42; H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> 5,42; сумма 100,83. Цифры анализа не отвечают какому-либо определенному минеральному виду, но можно с уверенностью сказать, что во фракции менее 0,001 мм практически нет минералов группы гидрослюд, так как сумма щелочей не превышает 0,43%.

Если учесть, что 1,88% окиси железа связано со свободными гидроксидами, то главное значение среди катионов приобретает алюминий. Глинистый минерал характеризуется специфическими реакциями с органическими красителями. Максимум спектральной кривой адсорбированного метиленового голубого расположен вблизи 600 м м, что соответствует зеленой окраске суспензии. Заметного

дополнительного цветового эффекта от ионов калия не происходит, так как максимум адсорбции сдвигается только до 670 м.к. В свое время такое окрашивание глинистой суспензии позволяло отнести глинистый минерал к так называемым «бейделлитам» (Методическое руководство, 1957).

Повышенную сорбционную способность глинистого минерала, вероятно, можно объяснить его высокой дисперсностью. Суммарная емкость поглощения достигает 34,63 мг/экв на 100 г фракции менее 0,001 мм. Соотношение отдельных поглощенных катионов следующее:  $Ca^{+2} > Mg^{+2} > Na^{+1} > K^{+1}$ . Хотя этот разбухающий минерал преимущественно алюминиевый, но обменные катионы, заполняющие межслоевые промежутки, могут оказывать непосредственное влияние на формирование смешаннослойного образования.

Описываемый глинистый минерал вместе с каолинитом образует агрегаты с положительным удлинением волокон, плеохроизмом от бесцветного ( $\parallel n_p$ ) до светло-зеленого ( $\parallel n_g$ ), максимальным двупреломлением 0,020. В цементе песчаников полевошпат-кварцевого состава не наблюдается никаких переходов между обломочной частью и глинистым цементом (слюд нет), так что глинистый материал представляет собой, вероятно, результат раскристаллизации тонкодисперсного глинистого вещества. Показатели преломления, измеренные в ориентированных препаратах, для фракций менее 0,001 мм следующие:  $n_g' = 1,555 \pm 0,002$ ;  $n_p' = 1,543 \pm 0,002$ .

В глинистых породах с сидеритовыми стяжениями волокна глинистого минерала облекают эти стяжения. Согласно данным рентгеновского анализа, все исследованные образцы представляют собой механическую смесь каолинита и смешаннослойного минерала. В других разрезах донецкого триаса смешаннослойный минерал замещается диоктаэдрическим монтмориллонитом 14Å в смеси с каолинитом. Можно предположить, что описанный выше смешаннослойный минерал состоит из слоев монтмориллонитового типа, но различной степени гидратации, причем отсутствие четкой интегральной последовательности свидетельствует только о частичной упорядоченности структуры. Вполне возможно существование смешаннослойного минерала, составленного дегидратированными (9,7Å) и гидратированными слоями (9,7+1,78=11,48Å) в отношении 1:1, а также (в случае отсутствия кратных отношений) слоями 14Å. Во всех случаях смешаннослойный минерал является диоктаэдрическим трехслойным глинистым минералом. В триасе он встречается в осадочных отложениях континентального типа, в отложениях озер и болот, куда с окружающего водосбора — коры выветривания по осадочным породам — мог поступать вместе с монтмориллонитом. Однако вполне возможно, что частичная дегидратация монтмориллонита происходила послойно как в раннем диагенезе, так и вместе с укрупнением отдельных неделимых при процессе перекристаллизации глинистого вещества в стадию позднего диагенеза и

начального катагенеза. Вполне вероятны такие условия и для обводненных континентальных отложений каменноугольного времени.

Необходимо отметить, что дифрактограммы большого количества образцов из каменноугольных отложений несут дополнительные максимумы в области от 24 до 30 Å, однако или эти рефлексы диффузные, что может быть отнесено также к случаям только частичной упорядоченности, или в силу неоднородности образцов трудно наблюдать целочисленную серию порядка 24—28 Å. Можно только предположить, что в ряде образцов фиксируются упорядоченные смешаннослойные фазы типа хлорит — монтмориллонит и гидрослюда — монтмориллонит. Детальное описание пока невозможно.

Таким образом, смешаннослойные фазы являются весьма распространенными образованиями в терригенных отложениях различного возраста, хотя и не создают преимущественных концентраций и могут рассматриваться как метастабильные образования при последовательных постседиментационных изменениях. Все описанные смешаннослойные образования являются чередующимися трехслойными минералами с различным типом заполнения межслоевых промежутков (бруситовый слой, калий, обменные катионы и молекулы воды).

## АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Современная литология рассматривает осадочные горные породы как минеральные ассоциации, формирующиеся в течение нескольких этапов, или стадий, осадочного процесса. Вещественный состав осадочных пород образуется под влиянием ландшафтно-климатических условий, типа пород и кор выветривания питающих провинций. Дальнейшая его судьба определяется различной устойчивостью первичных компонентов в различных физико-химических постседиментационных условиях и процессами постседиментационного аутигенеза. Эти положения в равной степени касаются и тонкодисперсных (глинистых) силикатов.

Ассоциации глинистых минералов в терригенных отложениях определяются типом формации, конкретными фациальными условиями, петрографическим типом пород, характером и интенсивностью постседиментационных изменений. Так как ассоциации в осадочных породах, сформировавшиеся после диагенеза и до метаморфизма, представляют собой совместное нахождение минералов одновременного или последовательного генезиса, то они могут рассматриваться как парагенетические минеральные ассоциации (минеральные парагенезы).

В силу более активных процессов взаимодействия поровых растворов с твердыми фазами, минеральный аутигенез наиболее интенсивен в пористых средах алевро-песчаного типа, в то время как в глинистых породах чаще сохраняются метастабильные образования. Этим определяется некоторое различие в составе глинистых минералов цементов и основной массы глинистых пород. Ассоциации глинистых минералов для отдельных крупных литолого-генетических комплексов или формаций (субформаций) могут рассматриваться с обязательной характеристикой петрографического состава сопутствующих обломочных пород и с учетом влияния на формирование этих ассоциаций фациальных условий. Предлагаемая характеристика некоторых литолого-генетических компонентов на основе ассоциаций глинистых минералов вряд ли пока может счи-

таться универсальной, однако для ряда формаций (например, угленосных) она однозначна.

Так как набор глинистых минералов, которые распространены в осадочных породах, весьма ограничен, при характеристике минеральных парагенетических ассоциаций кроме структурных данных могут учитываться и количественные соотношения.

### Угленосно-бокситоносная формация

Отложения угленосно-бокситоносной формации, или платформенной формации гумидных равнин (Страхов, 1960), вскрыты в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины на глубинах свыше 2300 м, на южном склоне Воронежского массива и в Ельской депрессии (Лукин, 1970) и соответствуют бобриковскому горизонту Восточно-Европейской платформы с бокситами и огнеупорными глинами ( $C_{1V1}$ ). Для формации характерны лоскутное строение, незначительные мощности (до 100 м), присутствие наряду с терригенными породами углестых прослоев. В фациальном отношении — это осадки речных долин, озер и торфяных болот, куда поставлялся материал из коры выветривания каолинового типа. Алевро-песчаным породам свойствен мономиктовый кварцевый состав в сочетании с низкой степенью структурной зрелости, а глинам — существенно каолининовый. Присутствуют также аллитные (сухарные), гидроаргиллит-каолининовые глины, содержащие 3—8% свободного глинозема.

Для глин и цементов песчаников континентальной угленосно-бокситоносной формации характерна каолининовая ассоциация, но с вполне определенными особенностями для различных типов пород. Каолинит озерно-болотных глин принадлежит структурным формам с триклинной элементарной ячейкой от строго упорядоченных форм до форм с некоторой неупорядоченностью (I, II, III структурные группы, по Б. Б. Звягину). Кроме каолинита присутствуют примеси диоктаэдрической гидрослюды, смешаннослойных фаз диоктаэдрического типа (слюда — монтмориллонит, I тип) и гидраргиллита. Примеси гидрослюдистых фаз не превышают 10%, примесь гидраргиллита 8—10%. Установить политип гидрослюды пока не представляется возможным.

Каолинит цементов из песчаников аллювиального типа всегда характеризуется структурой различной степени совершенства; он может обладать как триклинной элементарной ячейкой (I и II структурные группы, по Б. Б. Звягину), так и псевдомоноклинной (VII, VIII структурные группы с признаками моноклинности более редок, чем триклинный). Каолинит цементов не содержит примесей и замещается более поздним кальцитом.

В глинах и в цементах не удалось установить каких-либо переходных фаз между гидрослюдой и каолинитом типа структурных сростков (Коссовская, 1949) или фаз «бейделлитовой» природы (Звягин, 1958), что, возможно, объясняется несколько иным фациальным характером угленосно-бокситоносных отложений по сравне-

нию с нижнекаменноугольными породами Подмосковского бассейна. Кроме того, нижневизейские отложения Днепровско-Донецкой впадины залегают на глубинах свыше 2300 м и претерпели, безусловно, постдиагенетические изменения. Своеобразная разновидность каолинитовой ассоциации — гидраргиллит-каолинитовая — характерна для фаций феррисилитных озер и болот.

Поскольку породы угленосных формаций платформенного типа находятся на стадии раннего (начального) катагенеза (Логвиненко, Карпова, 1968) и поздне- (глубинно) катагенетические изменения вероятны лишь в нижней части разреза формаций, для отложений платформенной континентальной формации Днепровско-Донецкой впадины на глубинах более 3 км можно ожидать только совершенный триклинный каолинит и, возможно, его гидрослюдизацию или диккитизацию в замкнутых интерстиционных участках.

### Угленосная параллическая формация субплатформенного типа

В прогибе Большого Донбасса к отложениям этой формации относятся терригенные нижнекаменноугольные отложения ( $C_{1V2}$  — п), мощность которых изменяется с северо-запада на юго-восток от 170—200 до 900 м в Днепровско-Донецкой впадине и от 1200 до 3000 м в Западном Донбассе (от Петропавловска до бассейна р. Кальмиус). Согласно А. Е. Лукину (1970), режим накопления осадков Днепровско-Донецкой впадины в верхневизейское время может быть оценен как переходный, близкий к платформенному. Аналогичного мнения придерживаются А. П. Феофилова и М. Л. Левенштейн (1966) относительно нижнекаменноугольной угленосной формации Донбасса, рассматривая ее вместе с надугольными и подугольными отложениями, как переходную, близкую к платформенной. Формация представлена сероцветными полифациальными толщами терригенных, углистых и карбонатных пород циклического строения. Она образована в основном за счет более древних осадочных (терригенных, карбонатных и кремнистых) и метаморфических пород в условиях теплого гумидного климата, однако дополнительным источником был материал выветривания метаморфических и магматических пород.

Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены олигомиктовыми кварцевыми, мезомиктовыми полевошпат-кварцевыми и реже полимиктовыми литокластическими граувакками, в составе обломков которых основную роль играют кремнистые и карбонатные породы. Аркозовые разности песчано-алевритовых пород практически отсутствуют, но песчаники содержат значительную примесь слюд (до 20%), в том числе и сильно железистые разности биотита, который почти без изменения сохраняется в карбонатизированных участках песчаных пород.

Цемент глинистых пород чаще всего полиминерален, но по соотношению двух главных минералов может быть как гидрослюдисто-каолинитовым, так и каолинит-гидрослюдистым (рис. 16).

Практически мономинеральные каолинитовые образования установлены в породах почвы и подпочвы угольных пластов на юго-востоке впадины, а мономинеральные каолинитовые цементы — в алювиальных песчаниках Западного Донбасса. Можно считать, что каолинит является постоянным членом всех минеральных образований, причем в континентальных глинах его количество колеблется в пределах 50—80%, а в бассейновых — от 10 до 30% (рис. 17). Каолинит триклинный, частично неупорядоченный. Количество диоктаэдрической гидрослюды в континентальных глинах составляет 10—40%, в бассейновых 60—90%. Для всех глин характерно постоянное присутствие смешаннослойных образований I типа, причем часто в необработанных образцах глин заливно-лагунных и морских фаций базальные рефлексы гидрослюды 10 Å отсутствуют, а содержание разбухающих слоев в смешаннослойных образованиях достигает 40%. Незначительную и непостоянную примесь 14Å хлорита в глинах можно считать аллотигенной, но для хлорита цементов можно предположить и аутигенный генезис. В цементях алевро-песчаных пород развиты смешаннослойные фазы II типа, в которых хлорит наряду с гидрослюдой и монтмориллонитом является компонентой смешаннослойного образования и возник, вероятно, за счет преобразования в осадке железистых слюд. В ряде случаев среди каолинит-гидрослюдистых цементов (гидрослюды 70—90%) устанавливается политип 1M (1Md) с примесью монтмориллонита, причем образование подобных ассоциаций не подлежит фациальному контролю, но, как правило, связано с присутствием слюд в обломочном материале.

Нижнекаменноугольные отложения прогиба Большого Донбасса позволяют фиксировать изменения в составе глинистых минералов в связи с катагенетическими факторами. Для глубоких горизонтов Днепровско-Донецкой впадины эти изменения связаны с упорядочением каолинита в мономинеральных каолинитовых образованиях, например, в аргиллитах подпочвы угольного пласта C<sub>1</sub>V<sub>1</sub> с глубины 3350 м (Харьковская параметрическая скв. 1, юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины), а для восточной части полосы распространения этих отложений в Донецком бассейне (Щегловка, р. Кальмиус) — с гидрослюдизацией каолинита в породах различных фаций.

### Угленосная формация краевых и передовых прогибов

Примером параллической формации является среднекаменноугольная угленосная формация мнгогеосинклинали Донбасса. Это полифациальное образование циклического строения, мощность которого нарастает к юго-востоку, достигая в пределах открытого Донбасса 5—6 км. Глинисто-песчаные осадки с редкими карбонатными и глинистыми прослоями накапливались в среднекаменноугольное время компенсационно, масштаб движений на западе и

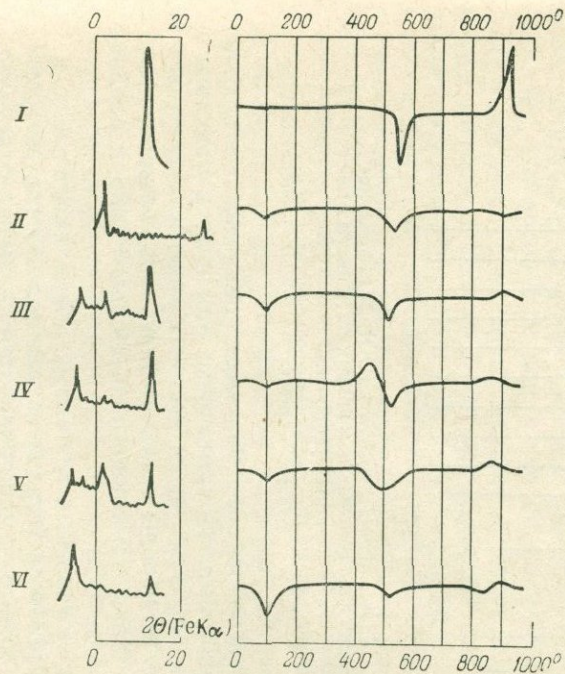


Рис. 16. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания основных минеральных ассоциаций в цементах песчаных терригенных формаций Днепровско-Донецкой впадины

*I* — каолинитовая; *II* — гидрослюдистая; *III* — каолинит-гидрослюдистая (полиминеральная); *IV* — хлоритовая; *V* — гидрослюдисто-хлоритовая (хлоритовая с примесями); *VI* — монтмориллонитовая

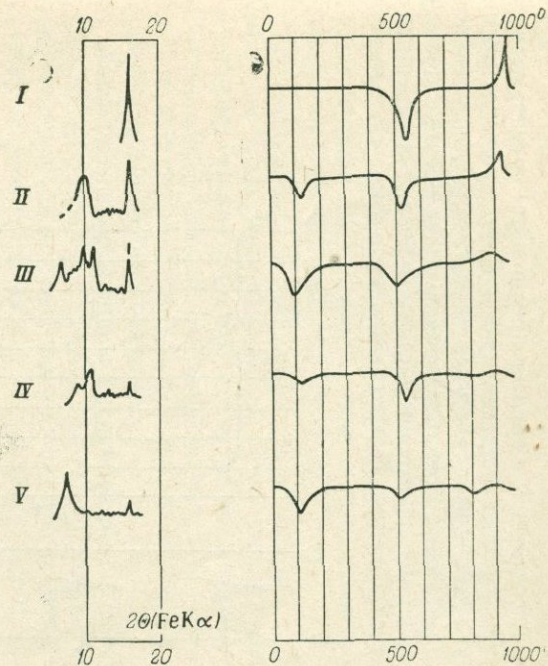


Рис. 17. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания минеральных ассоциаций в глинистых породах Днепровско-Донецкой впадины

*I* — каолинитовая; *II* — гидрослюдисто-каолинитовая; *III* — полиминеральная (каолинит-гидрослюдистая); *IV* — монтмориллонит-гидрослюдистая; *V* — монтмориллонитовая

востоке Донбасса был различным, более устойчивый бассейновый режим седиментации характерен лишь для юго-восточной части региона.

Источником обломочного материала кроме коры выветривания по кристаллическим породам Украинского и Воронежского щитов были вулканогенно-осадочные, осадочные и метаморфизованные породы, связанные не только с переотложением более древних каменноугольных пород, но и с размывом областей развития девонских и силурийских (?) отложений. Петрографические типы алевро-пес-

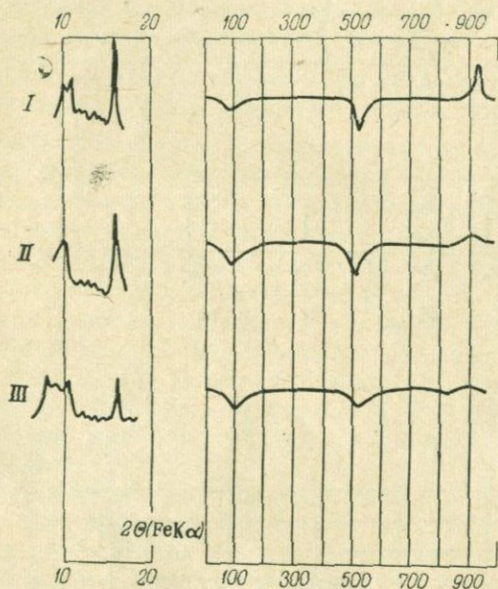


Рис. 18. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания минеральных ассоциаций в глинистых породах Донбасса

I — каолинитовая; II — каолинит-гидросляудистая; III — гидросляудистая

чаных пород представлены граувакками, аркозами и слюдисто-кварцевыми разностями. Полимиктовые породы грауваккового и аркозового типов довольно редки, более обычны мезомиктовые полевошпат-кварцевые породы с альбит-олигоклаз-калишпатовым составом полевых шпатов и слюдами различного типа и различной степени сохранности.

В среднекаменноугольных глинистых породах Северного и Северо-Западного Донбасса (стадия начального катагенеза) устанавливаются три основные ассоциации, которые имеют определенную связь с фаціальными условиями образования (рис. 18).

**Каолинитовая ассоциация** редка и устанавливается в породах, соответствующих фациям торфяных болот. При практически моно-

минеральном составе каолинит обычно триклинный с некоторой неупорядоченностью по оси *b*. Обычна примесь аутигенного мелкокристаллического кварца (породы подпочвы и глинистые включения в углях).

Наряду с триклинным каолинитом наблюдается также примесь гидрослюд диоктаэдрического типа различной степени гидратации. В ряде случаев роль гидратированных фаз увеличивается, обычно это касается фаций сильно обводненных торфяников. Согласно рентгеновскому анализу, глинистое вещество сложено сильно гидратированным трехслойным диоктаэдрическим минералом и неупорядоченным каолинитом.

Устанавливаются смешаннослойные фазы I типа (неупорядоченные) и V типа (упорядоченные). Присутствие последних наиболее интересно, так как явно свидетельствует или о «монтмориллонитизации» каолинита после его образования, или о недостаточно интенсивной диагенетической каолинитизации, несмотря на соответствующий фациальный тип отложений.

**Каолинит-гидрослюдистая ассоциация** характерна для глинистых пород различных фаций (озерно-болотные, пойменные, лагунные, морские). По сути, эта ассоциация полиминеральна, так как преимущественное развитие какого-либо одного компонента является редкостью. Постоянной, но незначительной примесью является хлорит. Кроме каолинита и гидрослюды иногда значительная роль принадлежит гидратированным фазам (С—М) и собственно монтмориллониту. Характер каолинита отвечает обычному триклинному каолиниту с некоторой неупорядоченностью по оси *b*, реже по оси *a*.

Что касается трехслойных глинистых минералов, то когда материал позволяет точную идентификацию, их возможно отнести к гидрослюдистому политу типу  $2M_1$  различной степени гидратации или к смеси  $2M_1 + 1M$ . Примесь собственно монтмориллонита изредка устанавливается и в глинах континентального генезиса. В остальных случаях монтмориллонит фиксируется в лагунных и морских отложениях, а также в нерастворимых остатках известняков.

**Гидрослюдистая ассоциация** не имеет четкой фациальной приуроченности. Состав усложняется примесью смешаннослойных фаз I и II типов и диоктаэдрического монтмориллонита. Можно утверждать, что эта ассоциация характерна для бассейновых отложений, так как она является основной и для верхнекаменноугольных лагунных красноцветов. Определяющим фактором для ассоциаций в глинистых отложениях Донбасса является содержание каолинита, что связано как с характером кор выветривания, так и с количеством органического вещества в осадке. Процессы постседиментационного диагенетического аутигенеза, вероятно, проявлялись интенсивно только в обстановке болот, чему не могли помешать даже темпы седиментации.

Каолинитовая ассоциация характерна для крупнозернистых песчаников руслового, дельтового, реже прибрежно-морского типа

(рис 19). Состав песчаных пород может быть весьма разнообразным — аркозовым, граувакко-аркозовым, олигомиктовым и т. д. Каолинит триклинный, высокой степени упорядоченности, развит по обломочным зернам и заполняет поры. Каолинит с признаками моноклинности встречен в цементах граувакковых песчаников аллювиального типа. Обычно степень кристалличности каолинита намного выше, чем у минералов-примесей. Примеси (до 30%) образо-

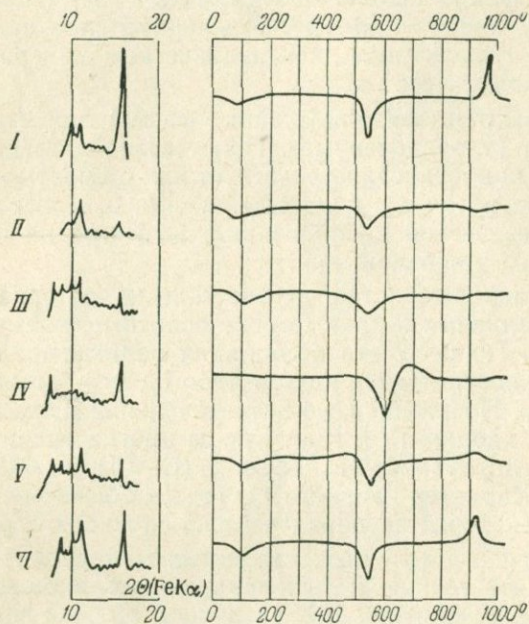


Рис. 19. Базальные рефлексы (001) и кривые на-  
гревания минеральных ассоциаций в цементах  
песчаников Донбасса

*I* — каолинитовая; *II* — гидрослюдистая; *III* — каолинит-  
гидрослюдистая; *IV* — хлоритовая; *V* — гидрослюдисто-  
хлоритовая; *VI* — полиминеральная

ваны гидрослюдами, хлоритом, смешаннослойными фазами I типа (гидрослюда — монтмориллонит), реже II типа. В единичных образцах встречается монтмориллонит, генезис которого связан с гидратацией слюд и чаще всего, судя по соотношениям минералов в шлифе, предшествует общей каолинизации.

**Гидрослюдистая ассоциация** связана с развитием аутигенной низкотемпературной гидрослюды политипа 1M (1Md) различной степени магнезиальности, принадлежащей, однако, во всех случаях диоктаэдрическому типу. Гидрослюдистый цемент не связан с определенным фаціальным типом пород и, вероятно, обязан щелочному характеру поровых растворов, однако благоприятным фактором для возникновения этих цемента является обогащение осадка све-

жим железисто-слюдистым материалом. Практически мономинеральные фракции этого политипа были получены из цементов аркозовых и слюдисто-кварцевых песчаников и алевролитов с разрушенным биотитом. Иногда в одном и том же образце удается фиксировать гидрослюдистые фазы с различным содержанием магния, примесь хлорита и смешаннослойных образований гидрослюдисто-монтмориллонитового (I тип) и вермикулитового типа (IV тип).

**Каолинит-гидрослюдистая ассоциация** более обычна для мезомиктовых и аркозовых пород угленосных формаций, чем гидрослюдистая. Независимо от фациального типа в гидрослюде с явными признаками аутигенеза обязательно встречается незначительная (10—30%) примесь каолинита. В мелко- и среднезернистых песчаниках и особенно в алевритовых разностях при преобладании гидрослюды определяется смесь политипов  $2M_1$  и  $1M$ , что, вероятно, связано с аллотигенным характером гидрослюды  $2M_1$  в терригенных породах с несовершенной сортировкой. Кроме аутигенной гидрослюды  $1M$  распространены смешаннослойные фазы С—М (11—12 Å), иногда упорядоченные образования (24 Å) типа аллевардита и триоктаэдрический хлорит 14 Å.

**Хлоритовая ассоциация** развита в граувакковых и субграувакковых песчаных породах угленосной формации Донбасса (свита  $C_2^5$ , реже  $C_2^3$ ,  $C_3^1$ ) и является типичной аутигенной ассоциацией, генетически связанной с разрушением эффузивов основного состава. Эта ассоциация установлена и в граувакках юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины ( $C_2^5$ ,  $C_3^3$ ), однако если для платформенных формаций Большого Донбасса характерен орторомбический хлорит, то для Донбасса типичен моноклинный. Дополнительными фазами являются разбухающие смешаннослойные фазы хлоритовой природы (II и III типы).

**Гидрослюдисто-хлоритовая ассоциация**, или хлоритовая с примесями, является наиболее распространенной в полимиктовых породах. Количественные соотношения между основными и второстепенными минералами самые разнообразные. В шлифе наблюдаются взаимные переходы между «воротничковыми» агрегатами с оптическими свойствами хлорита и гидрослюды. Каолинит, как правило, приурочен к порам.

**Полиминеральная ассоциация.** Пестрые по составу цементы очень распространены в терригенных породах угленосных формаций среднего карбона и могут быть встречены в слюдисто-кварцевых, полевошпат-кварцевых и аркозовых породах. Различно не только соотношение между каолинитом и гидрослюдами, но и характер третьего компонента весьма непостоянен. Каолинит развит по измененным пластинкам слюды и выполняет поры. Весьма распространены переходы каолинита в агрегаты с повышенным двупреломлением (гидрослюда). Что касается гидрослюды, то для них обычно присутствие смеси двух политипов  $2M_1 + 1M$ . Вероятно, генезис политипа  $2M_1$  обломочный, так как степень сортировки частиц цемен-

та весьма неоднозначна и часто среди цементирующей массы встречаются пластинчатые частицы гидрослюда размером 0,001—0,005 мм. Встречаются также различные разбухающие фазы. Эта ассоциация характеризуется идущими совместно и, возможно, препятствующими друг другу процессами глинистого минералообразования в катагенезе.

Изменение минеральных ассоциаций угленосной формации среднего карбона Донбасса происходит к юго-востоку, по мере усиления интенсивности постдиагенетических процессов. Некоторые минеральные виды или исчезают в силу своей неустойчивости на стадии

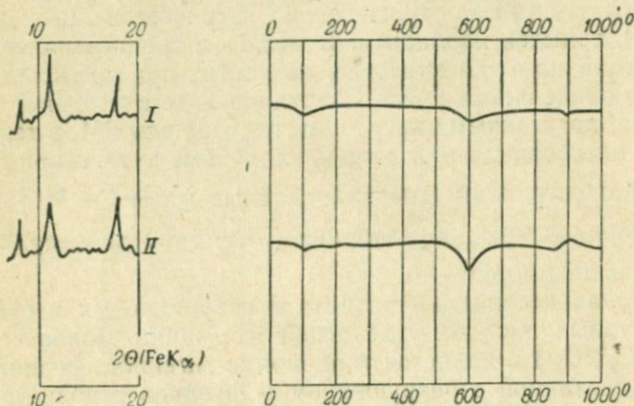


Рис. 20. Базальные рефлексы (001) и кривые нагревания основных минеральных ассоциаций Центрального Донбасса и его юго-восточного продолжения  
I — гидрослюдистая; II — хлорит-гидрослюдистая

глубинного катагенеза, или заменяются новыми полцитами, или другим становится их химизм. Эти изменения продолжают и в метагенезе.

Гидрослюдизации прежде всего подвергается каолинит цементов пористых пород, причем гидрослюда принадлежит полципу 2M<sub>1</sub>. Каолинит глинистых пород (подпочва, почва и глинистые прослои в углях) более устойчив, но постепенно также замещается гидрослюдой 2M<sub>1</sub>. Гидратированная гидрослюда 2M<sub>1</sub> глинистых пород трансформируется в упорядоченную гидрослуду. Постепенно исчезают все смешаннослойные фазы. Аутигенная гидрослюда полципа 1M становится сначала менее магнезиальной, исчезая в условиях метагенеза, а хлорит полципа IIb, β=97° приобретает большую магнезиальность (рис. 20).

### Угленосная лимническая формация геосинклиналиных прогибов

Примером такой формации может служить каменноугольная угленосная формация Северного Кавказа, в строении которой наряду с осадочными участвуют и вулканогенные породы. Эту формацию

можно рассматривать и как вулканогенно-осадочную. Каменноугольные отложения ( $C_2-C_3$ ) протягиваются с северо-запада на юго-восток на расстоянии более 200 км (Передовой хребет) и представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми породами с маркирующими горизонтами вулканогенных и кремнистых пород. Особенностью разреза является отсутствие глинистых пород. Практически даже породы кровли и почвы угольных пластов относятся к алевролитам или мелкозернистым песчаникам с низкой степенью сортировки. Угленосные отложения среднего и верхнего карбона сформировались в обстановке предгорий с интенсивно разрушающимися хребтами на юге области осадконакопления. Пролувиальные отложения (конгломераты, гравелиты) и аллювий ископаемых горных рек (гравийно-песчаные толщи) сменяются маломощными и невыдержанными озерно-пойменно-болотными отложениями (угли с песчано-алевроитовыми породами почвы и кровли). Характер отложений на западе и востоке различен. К востоку в разрезе увеличивается роль вулканогенных и кремнистых отложений (Погребнов, 1961; Резников, 1956), и угли марок ПЖ и К сменяются углями марок ПС и Т, что свидетельствует о интенсивном преобразовании осадочного вещества.

Петрографические типы обломочных пород относятся к граувакковым и кварц-граувакковым разностям. Обломки пород, как правило, представлены эффузивами кислого состава, метаморфическими и осадочными, чаще кремнистыми породами. Состав обломков соответствует составу вулканогенных прослоев; они же обычно кислого состава (биотит-кварцевые и кварцевые порфиры и их туфы). Полевые шпаты присутствуют в незначительном количестве (5—10%) и сильно изменены. Слюды составляют 15—60%, причем свежий биотит отсутствует, обычно он деформирован, обесцвечен и превращен в агрегат гидрослюды. Цементы чаще всего контактовые и контактово-поровые, по составу гидрослюдистые, участками вторично-кварцевые. Гидрослюда в цементе зернистых пород образует агрегаты лапчатых зерен ( $n_g - n_p = 0,030 - 0,040$ ) с явными признаками перекристаллизации или ориентирована вдоль границ обломочных зерен, облекая последние. В песчаных породах с пиритовыми стяжениями она заполняет часто пустоты на участках с сульфидным цементом. В алевролитах и мелкозернистых песчаниках с Fe-карбонатным цементом (так называемые «сидериты» А. П. Резникова) гидрослюда иногда корродирует карбонат, т. е. здесь она явно посткарбонатного и постсульфидного генезиса. Что касается соотношений с кальцитом и вторичным кварцем, то постоянную последовательность установить трудно.

Карбонатная часть песчаников и алевролитов (прослой мощностью 15—25 см) представлена полиминеральным комплексом почти идентичного состава: кальцит (10—20%), анкерит (20—30%), сидерит (50—70%). Подобные постседиментационные диагенетические карбонатные образования связаны с терригенными озерно-болотными отложениями; обычно песчаники и алевролиты с Fe-карбо-

натным цементом переслаиваются с сидеритсодержащими алевролитами и флороносными песчаниками.

Основной ассоциацией глинистых минералов в породах кровли и почвы угольных пластов, а также в цементах песчаников аллювиально-пролювиальных фаций на западе (Малолабинское м-ние) является ассоциация гидрослюдистого политипа 1М с примесью каолинита и гидрослюды 2М<sub>1</sub>. Рефлексы 112 (3,07Å), 113 (2,97Å) и 023 (2,69Å) принадлежат политипу 1М, в ряде случаев присутствуют дополнительные смешанно-слоистые фазы I типа (С—М).

Морфологическая характеристика гидрослюды различна. Отчетливо идиоморфный призматический габитус наряду с пластинчатым установлен в цементах песчаников (см. табл. V, 5). Гидрослюда 1М является маложелезистой диоктаэдрической гидрослюдой с переменной магнезиальностью, величина межплоскостного расстояния, соответствующего рефлексу 060, колеблется от 1,504 до 1,519. Каолинит устанавливается по трем первым базальным рефлексам, исчезающим после обработки, оценить его структурный характер трудно, однако нет оснований считать реликты каолинита структурно совершенными.

В ряде случаев как в западных, так и в восточных районах (Богословское месторождение) в виде примеси встречается хлорит. В силу полиминеральности образцов политип хлорита определить трудно, но распределение интенсивностей базальных рефлексов свидетельствует о его железисто-магнезиальном характере. Форма частиц новообразованного хлорита (см. табл. XII, 3) аналогична джефферизиту кор выветривания. В образцах с хлоритом встречается примесь смешаннослоистых фаз вермикулитового типа (IV тип). В восточных районах (Богословское и Тебердинское м-ния) отсутствует каолинит, а основной ассоциацией является хлорит-гидрослюдистая. Наблюдается явная мусковитизация гидрослюды при сохранении двух политипов (1М и 2М<sub>1</sub>). Количественные соотношения между гидрослюдами и хлоритом непостоянны, но количество железисто-магнезиального хлорита явно увеличивается в рассланцованных разностях.

В цементах зернистых пород наблюдается массовое развитие эпидота, цоизита и вторичного альбита, но цеолиты отсутствуют. К особенностям аутигенного минералообразования в северо-кавказских карбонатных породах относится региональная гидрослюдизация с развитием маложелезистого политипа 1М и переход ее в хлорит типа джефферизита.

В цементах песчаных пород хлорит образует агрегаты яблочно-зеленого цвета с двупреломлением 0,040—0,050 вместе с эпидотом и цоизитом. Подобное аутигенное минералообразование следует, вероятно, объяснить наличием эффузивного биотитового материала. На катагенетическую глауконитизацию, например, указывает Г. Н. Бровков (1968), связывая ее с преобразованием пирокластического материала. В палеозое Тувы громадные количества пиро-

кластического материала нарушают, по мнению Г. Н. Бровкова, обычное зональное эпигенетическое минералообразование, являясь причиной появления в верхней части разреза таких «метакристаллических» минералов, как хлорит и альбит. На Северном Кавказе в породах, находящихся, вероятно, на стадии начального метакристаллического, развивается хлорит по аутигенной гидрослюдой с явными признаками триоктаэдричности.

### Угленосно-красноцветная формация

Угленосно-красноцветная формация формировалась при тектоническом режиме, изменявшемся от переходного субгеосинклинального (юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и Донецкий бассейн) до субплатформенного (северо-западная часть впадины) и платформенного (южный склон Воронежского массива) и при жарком гумидном с признаками аридизации климате. Если в Днепровско-Донецкой впадине этой формации отвечают, главным образом, отложения среднего и верхнего карбона ( $C_2b$ ,  $C_2m$ ), то в Донецком бассейне — это в основном верхнекаменноугольные отложения. Состав пород областей сноса отличается здесь большим разнообразием (осадочные, метаморфические, эффузивные, кристаллические), а постепенное увеличение в разрезе красноцветных пород свидетельствует о развитии латеритного выветривания на площадях водосбора.

Осадочные толщи циклического строения сложены чередованием мощных русловых песчаных пачек, бассейновых алевро-песчаных пачек и прослоев, глинистых прослоев и пачек лагунного, заливно-морского и болотного генезиса с карбонатными и углистыми прослоями. Минеральный состав алевро-песчаных пород разнообразен и представлен олигомикто-кварцевыми, аркозо-граувакковыми и граувакковыми разностями. Состав глинистых пород подвержен фациальному контролю, однако мономинеральные образования свойственны только бассейновым фациям. Что касается цементов, то здесь, так же как и в угленосных формациях, их состав явно предопределяется петрографическим типом породы.

Гидрослюдисто-каолининовая ассоциация связана с озерно-пойменными и болотными отложениями, которые представлены фациями почвы («кучерявчики») и подпочвы угольных прослоев. В ней каолинита обычно больше (50—80%), чем гидрослюды, причем он относится к триклинной разновидности и довольно хорошо окристаллизован, гидрослюда высокой степени гидратации. Постоянно присутствует примесь сильно разбухающих фаз (до  $16\text{Å}$ ), количество которых увеличивается в красноцветных отложениях.

В некоторых образцах озерно-болотных аргиллитов из угленосно-красноцветных формаций встречена примесь гидраргиллита, что свидетельствует о большей интенсивности почвенного выветривания (Keller, 1964), об общем регрессивном характере угленосно-красноцветной формации и более низком залегании зеркала грунтовых

вод при формировании данных фаціальных типов по сравнению с болотными отложениями угленосной формации. Поскольку гидраргиллит фиксируется в виде незначительной примеси только термическим и рентгеновским методами, говорить о его конкретном способе образования трудно.

**Каолинит-гидрослюдистая ассоциация** является наиболее распространенной. Как правило, она приурочена к отложениям бассейновых фаций. Главной компонентой является сильно гидратированная диоктаэдрическая гидрослюда (60—90%). Степень ее гидратации определяется, вероятно, не только привнесом различного материала из коры выветривания, но и возможностью постседиментационной переработки гидрослюдистого материала почти до монтмориллонита ( $16,8\text{Å}$  с гликолем). В некоторых глинах морского генезиса устанавливаются смеси политипов  $2M_1 + 1M$ , а на электронномикроскопических снимках наряду с изометрическими чешуйками наблюдаются удлиненные пластинчатые частицы. Каолинит присутствует в виде постоянной, но незначительной примеси (10—20%), поэтому структурная характеристика его затруднена. В глинах лагунного и континентального генезиса с вулканогенной обломочной примесью основного состава ( $C_2^5, C_3^3$ ) каолинит-гидрослюдистая ассоциация содержит примесь 7 или  $14\text{Å}$  триоктаэдрического хлорита.

**Монтмориллонит-гидрослюдистая ассоциация** связана с развитием аутигенной глауконитоподобной гидрослюды (1M и 1M d) с существенной примесью разбухающих фаз типа С—М (Г—М) и монтмориллонита (рис. 21, 22). Эта ассоциация характерна для

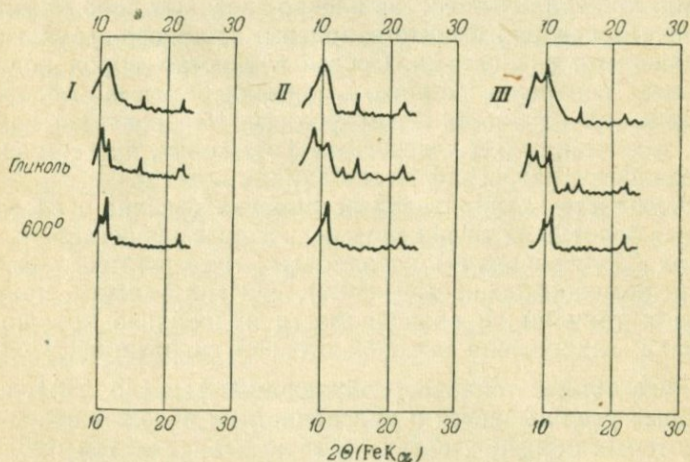


Рис. 21. Дифрактограммы образцов бассейновых глин угленосно-красноцветной формации  
 I, III — политип  $2M_1$  и смешанослойные фазы С—М и X—М, II — политип  $2M_1 + C-M$

серо-зеленых глин с известковыми стяжениями и рассеянными карбонатами. Для этих глин характерны крупные (несколько миллиметров) пластинчатые образования глауконитоподобного минерала, плеохроирующего в зелено-коричневых тонах с двупреломлением около 0,030. Их распространение в разрезе и по площади заставляет предположить постепенный переход от гидрослюдистых пород с интенсивным гидрослюдистым аутигенезом к мономинеральным монтмориллонитовым образованиям. Эти глины формировались в условиях опресненных лагун прибрежных частей бассейна

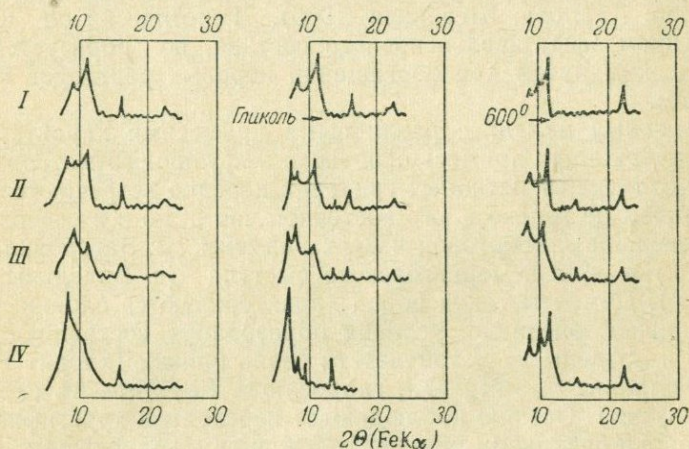


Рис. 22. Дифрактограммы образцов бассейновых глин угленосно-красноцветной формации  
 I — политип 1М и смешаннослойные образования С—М; II — политип 1М и смешаннослойные образования С—М, X—М и монтмориллонитом; III — политип 1М и смешаннослойные образования; IV — монтмориллонит с примесью гидрослюды и смешаннослойных образований

седиментации в платформенных условиях. Для аналогичных отложений центральных частей впадины северо-западной окраины Донбасса характерна каолинит-гидрослюдистая ассоциация с примесью монтмориллонита.

По сравнению с угленосными формациями в цементах угленосно-красноцветной формации, как и в глинах, резко уменьшается количество каолинита, однако существенно каолинитовый цемент (с примесью гидрослюды, смешаннослойных фаз, иногда хлорита) часто встречается в песчаниках (алевролитах) угленосно-красноцветной формации при их граувакковом и аркозовом составе. Гидрослюдистые ассоциации с преимущественным развитием политипа 1М (1М d) встречены в цементах аркозов и слюдисто-кварцевых песчаников с биотитом, однако наиболее распространенной для цементов является полиминеральная ассоциация с аутигенной гидрослюдой 1М. Она характерна для большей части алевро-песчаных пород и представляет собой смесь гидрослюдистых политипов 2М<sub>1</sub> и

1М, смешаннослойных фаз диоктаэдрической природы, каолинита и монтмориллонита. В том случае, когда количества хорошо окристаллизованного политипа 1М ничтожны, установление характера этого политипа затруднено, но аутигенность образования доказывается соотношениями минералов в цементах при изучении шлифов. В случае алевролитовых и мелкозернистых песчаников в цементе обычно увеличивается примесь тонкодисперсной гидрослюда обломочного генезиса (политип 2М<sub>1</sub>)

*Мономинеральный хлоритовый цемент* описан только для полимиктовых пород свит С<sub>2</sub><sup>5</sup> и С<sub>3</sub><sup>3</sup> юго-восточной части впадины (Карпова, 1965; Карпова, Шевякова, 1965). Генетически он связан с разрушением эффузивов основного состава, но образуется явно синтетическим путем при обогащении поровых растворов магнием и железом.

*Хлоритовый цемент* с различными примесями характерен для пород, содержащих примесь основного эффузивного материала, которые в отличие от истинных граувакк нередко встречаются в карбоне, причем не только в юго-восточной части, но и в северо-западной и северной прибортовой частях впадины (В. Загоровка, С<sub>2</sub>т—С<sub>2</sub>б и др.) и вблизи Черниговского выступа (с. Видельцы, С<sub>2</sub>т—С<sub>2</sub>б и др.). Цементы таких пород характеризуются сложностью состава, причем, очевидно, условия образования составляющих минералов и пределы их устойчивости очень близки (хлорит Fe—Mg, монтмориллонит Fe—Mg—Al, гидрослюда Fe—Mg—Al, смешаннослойные фазы). Обычно наблюдаются переходы в кристификационном и порово-базальном цементе от хлорита к гидрослюдисто-монтмориллонитовым образованиям.

### Красноцветная терригенная формация

Конкретные условия образования красноцветной формации могут быть различными, что позволяет выделить целый ряд субформаций, однако общим является обязательная аридизация климата. Разнообразие красноцветных субформаций может быть показано на примере Большого Донбасса.

*Верхне- (средне) каменноугольная красноцветная субформация* Днепровско-Донецкой впадины представлена чередованием мощных пачек красноцветных русловых песчаников, красноцветных (озерные и наземные отложения сухих равнин) и сероцветных (лагунные) глин с карбонатными прослоями. Мощность формации достигает 500—600 м. Для нее характерны аркозовый состав песчаников и преобладание в обломках гнейсов, гранитоидов и кристаллических сланцев, а также существенно монтмориллонитовый состав цементов и глин. Эти отложения формировались при субплатформенном режиме в семиаридном климате в континентальных условиях, а источником сноса были кристаллические породы Украинского щита и более древние осадочные породы с развитыми на них монтмориллонитовыми корами выветривания.

Гидрослюда с примесью каолинита, гётита и разбухающих гидрослюдисто-монтмориллонитовых фаз свойственна фации почвы и подпочвы полуаридного выветривания, в то время как для бассейновых глин характерно преобладание диоктаэдрического монтмориллонита. Обычными примесями являются гидрослюды, смешаннослойные фазы гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, редко каолинит и хлорит. Чаще всего характер примесей связан с конкретным составом песчаных пород. По структурным качествам монтмориллонит цементов и глин одинаков: диоктаэдрический железистый монтмориллонит с различным содержанием магния, причем для цементов характерны, как правило, монтмориллониты повышенной магнезиальности. Отсутствие триоктаэдрических монтмориллонитов, подобных монтмориллонитам из триасовых глин Западной Европы, вероятно, связано с отсутствием нужных количеств магния в исходном обломочном материале.

**Красноцветная нижнепермская формация**, отвечающая картамышской свите, достигает мощности 1000—1100 м в Бахмутской котловине (северо-западная окраина Донбасса). Это красноцветная терригенная толща с редкими прослоями сероцветных глин, песчаников и карбонатных пород. Для формации характерен литокласто-граувакковый состав песчаников и гравелитов, глинисто-карбонатный и сульфат-карбонатный цемент, присутствие сульфидного оруденения, существенно гидрослюдистый состав малогидратированного глинистого вещества с примесью 14А хлоритовых фаз и тонкодисперсного гидрогематита.

Отложения формации накапливались при субплатформенном режиме в обстановке пенеппенизированной равнины в аридном климате с периодическими увлажнениями (присутствие углистого детрита и каолинита в сероцветных отложениях). Источником служили главным образом древние осадочные породы Большого Донбасса. В пределах северо-западной окраины Донбасса седиментация шла не только в континентальных условиях (русловые, дельтовые фации, временные водоемы на суше), но и в лагунных. Однако различия в фациальном характере красноцветных нижнепермских отложений впадины и Донбасса практически не отражаются на типе глинистых ассоциаций. Основная ассоциация бассейновых глин, как и кор выветривания по осадочным комплексам в аридном климате, сложена диоктаэдрической гидрослюдой 2M<sub>1</sub> и моноклинным магнезиально-железистым хлоритом. Присутствует примесь смешаннослойных фаз вермикулитового (IV) и хлоритового (III) типов.

В глинистых отложениях, обогащенных углистым детритом, устанавливается каолинит-гидрослюдистая ассоциация, причем характер каолинита свидетельствует о его неупорядоченной структуре, а наряду с гидрослюдами присутствуют неупорядоченные смешаннослойные фазы типа слюда (гидрослюда) — монтмориллонит (С—М). Что касается цементов, то в мелкозернистых слюдистых песчаниках и алевrolитах характер глинистых минералов аналогичен.

чен описанному для глинистых пород. Даже в крупнозернистых обломочных породах с глинисто-карбонатным цементом глинистая примесь хлорит-гидрослюдистого состава не несет явных признаков аутигенности.

*Платформенная красноцветная континентальная субформация.* К ней относятся песчано-глинистая триасовая формация Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса и песчано-глинистая формация неогена Днепровско-Донецкой впадины («ярус пестрых глин»). Триасовые отложения мощностью до 900 м характеризуются довольно большими колебаниями мощности, что связано с эрозионной поверхностью рельефа нижележащих палеозойских отложений, и соответствуют всем трем отделам триасовой системы. Пески, слабосцементированные песчаники и гравелиты представляют собой образования временных потоков и руслового аллювия, а глинистые и карбонатные породы являются представителями озерных и пойменных фаций изредка со следами заболачивания. Источником обломочного материала для триасовых отложений были интенсивно размываемые коры выветривания, образовавшиеся по древним осадочным породам, а также кристаллическим породам щитов.

Песчаные породы относятся к литокластическим грауваккам, аркозам и полевошпат-кварцевым разностям. Иногда в аркозах сохраняется слабо измененный биотит. Карбонатные кальцитовые образования носят характер стяжений и линзовидных прослоев. Окраска глинистых пород связана непосредственно с содержанием  $S_{орг}$  и присутствием углистого детрита, но иногда в красноокрашенных глинах сохраняются кривогранные кристаллы сидерита с окисно-железистой коркой. Основные ассоциации глинистых минералов в цементах и глинах связаны с монтмориллонитом и каолинитом, причем соотношение между ними определяется фаціальным характером осадков (Карпова, Шумилина, 1968). Каолинит образует основную массу углистых глин, углисто-глинистых примазок в песчаниках и иногда формирует цементы в пачках, обогащенных  $S_{орг}$ . Каолинит триклинный с некоторым несовершенством структуры. В глинах изометричные частицы каолинита обычно менее 1 $\mu$ , более крупные—в цементах. Обычными примесями являются монтмориллонит, смешаннослойные фазы, гидрослюда и хлорит. Иногда устанавливается примесь гидробиотита и вермикулита, что можно объяснить присутствием железистых слюд в песчаных фракциях.

Все концентрации каолинита связаны с временными процессами заболачивания и размывом этих отложений. Одной из наиболее интересных парагенетических ассоциаций каолинита является его ассоциация с монтмориллонитом и упорядоченными смешаннослойными фазами (V тип); она установлена в красноокрашенных глинах с сидеритом. Изометричные кристаллы каолинита несколько корродированы, а морфология смешаннослойных фаз аналогична монтмориллониту.

Монтмориллонит является самым распространенным минералом триасовых отложений, слагает основную массу глинистых пород, нерастворимые остатки карбонатных стяжений и цементов песчанников. При постоянном диоктаэдрическом характере наблюдается непостоянная магнезиальность монтмориллонита, связанная с его дисперсностью. Грубодисперсный железистый монтмориллонит свойствен маломощным / глинам делювиально-озерного типа; он является составной частью полиминеральных глин и образует сложные смеси с каолинитом, гидрослюдами и гидроокислами железа. Тонкодисперсный, более магнезиальный монтмориллонит характерен для более мощных пачек бентонитовых глин озерного типа.

Химизм монтмориллонита в цементах может быть различным, но обычно ему присуща меньшая железистость, чем сопутствующим глинам. Его повышенная магнезиальность как бы контролируется присутствием еще одного магнезиального силиката — палыгорскита, который может образовывать цементы самостоятельно или вместе с кальцитом.

*Песчано-глинистая красноцветная субформация* неогена Днепровско-Донецкой впадины подстилается песками полтавской, иногда харьковской серии и перекрывается первым лессовым горизонтом. Песчано-глинистые отложения залегают на плато или на разновозрастных неогеновых террасах, а в долинах современных балок и рек размыты. Мощность их не превышает 50 м. Эту формацию можно рассматривать как часть (субформацию) неогеновой континентальной формации европейской части СССР. Кварцевые пески являются древним аллювием, а глины связаны с озерными водоемами на плато и пойменными водоемами на древних террасах. Главные глинистые минералы — каолинит и монтмориллонит. Их количественное соотношение и типоморфные особенности создают ряд минеральных ассоциаций, изменяющихся по разрезу. Монтмориллонит-каолинитовые и каолинитовые ассоциации в разрезе уступают место монтмориллонитовым, а затем каолинит-монтмориллонитовым ассоциациям (Карпова, Кулеско, 1963, 2). Монтмориллонит принадлежит диоктаэдрической группе (величина  $d_{060} = 1,501 - 1,506 \text{ \AA}$ ) и сохраняет по всему разрезу тонкодисперсность и агрегатность. Каолинит нижних частей разреза тонкодисперсный, но хорошо окристаллизованный, гексагонально-таблитчатый, триклинный с некоторой структурной неупорядоченностью. Каолинит верхних частей разреза — более низкой степени совершенства, однако морфологически он неодинаков. Наряду с тонкодисперсным каолинитом с выщербленными краями встречаются единичные крупные пластинки (более  $1\mu$ ). В виде примеси встречаются гидрослюда, галлуазит, кварц, аморфные гидроокислы железа, гидроокислы марганца типа псиломелана, гипс, аморфный кремнезем и кальцит.

Вещество глин континентальных неогеновых отложений Днепровско-Донецкой впадины несет следы непосредственной связи с

местной корой выветривания по осадочным породам и с почвенными покровами семиаридного климата. Каолинит с монтмориллонитом образуют дисперсные механические смеси в глинах. Замещение каолинита монтмориллонитом объясняется как интенсификацией почвообразовательных процессов на областях водосбора, так и неустойчивостью обломочного каолинита в илах временных водоемов при аридном (семиаридном) литогенезе.

### Флишевые геосинклинальные формации

**Ассоциации глинистых минералов** рассмотрены на примере таврического терригенного флиша Крыма (средний? и верхний триас) и ааленских флишевых отложений Северного Кавказа (серия Гойтх).

Образование мощной толщи таврического флиша связано с быстрым накоплением терригенных осадков в геосинклинальном морском флишевом бассейне. Первый элемент ритма во всех типах флиша образован набором зернистых пород (гравелиты, песчаники, алевролиты), петрографический состав которых определяется кварцем, белой слюдой, обломками осадочных и метаморфических горных пород и кислыми плагиоклазами. Это или литокластические граувакки, или кварцевые, полевошпат-кварцевые и слюдисто-кварцевые породы. Источником материала для таврического флиша были осадочные и метаморфические породы, а обломочный материал претерпел неоднократное изменение.

Глинистые породы в таврическом флише Крыма образуют заключительный элемент ритма и представлены аргиллитами и уплотненными глинами. Основным минералом глинистых пород и тонкодисперсной части цементов является гидрослюда диоктаэдрического типа (политип  $2M_1$ ), близкая к тончешуйчатому мусковиту, причем ее малогидратированный характер сохраняется по всему разрезу. Постоянной, но незначительной примесью является Fe—Mg 14А хлорит. В верхней части разреза хлорит-гидрослюдистая ассоциация содержит примесь разбухающих смешаннослойных фаз как диоктаэдрического (I тип), так и триоктаэдрического (II, IV типы) типов. В ряде случаев присутствует примесь монтмориллонита. Разбухающие переходные фазы изредка встречаются и в тех участках разреза, где обломочный материал обогащен обломками эффузивов и биотитом.

Характер ассоциаций глинистых минералов близок и в терригенных породах ааленских флишеидных отложений внутренних частей краевой зоны геосинклинали Большого Кавказа (Южный Дагестан). Эти отложения постепенно сменяют угленосные образования внешней части краевой геосинклинальной зоны (Северный Дагестан).

Песчаники представлены олигомиктовыми и полимиктовыми разностями с аутигенной гидрослюдой в цементе и агрегатной гидрослюдой глауконитового типа, замещающей пластинки биотита.

Гидрослюдистый минерал цементов и основной массы аргиллитов принадлежит в основном политипу  $2M_1$  высокой степени кристалличности, с небольшим содержанием адсорбционной воды, однако в ряде случаев гидрослюдистые фракции представлены смесью политипов  $2M_1 + 1M$ .  $14\text{\AA}$  хлоритовая фаза присутствует постоянно в виде незначительной примеси.

Влияние вулканогенного материала на формирование глинистых минералов можно проследить на примере терригенно-вулканогенного комплекса внутренней зоны геосинклинали Большого Кавказа — серии Гойтх, которая представляет собой сложное переслаивание флишевого типа терригенных полимиктовых и вулканотерригенных пород и вулканогенных образований. Мощность серии 2,5—2,7 км. Лавы, туфобрекчии и туфы составляют около одной четверти ее мощности.

Собственно терригенные породы серии представлены полимиктовой группой. Это аркозовые, полевошпат-кварцевые и граувакковые породы с обилием железистых слюд различной степени сохранности. Структуры их — от крупнозернистой псаммитовой до алевролитовой и пелитовой. Обломочная часть кроме угловатого и полукатанного кварца, слюд и полевых шпатов сложена обломками плохо окатанного эффузивного материала спилитового, порфиритового, фельзитового и липаритового типов. Полевые шпаты представлены щелочными разностями, пертитами, плагиоклазами кислого и основного состава. Степень изменения обломочного материала различна. Цементирующим веществом является гидрослюда, хлорит, кварц, каолинит, кальцит.

В случае гидрослюдистого тонкочешуйчатого цемента полевые шпаты, как и обломки пород, не несут каких-либо следов видимого растворения, а гидрослюдистое цементирующее вещество лишено заметных следов преобразования кроме перекристаллизации на контактах с обломочными зернами. Типичная обломочная структура сохраняется и в случае базального мозаичного кварцевого цемента. Однако в большинстве случаев обломочный материал пород настолько интенсивно преобразован, что первичная обломочная структура может быть восстановлена только благодаря специфическому распределению новообразованных минеральных фаз в пределах обломка и в цементе.

Контур первичных зерен может создаваться кристаллами новообразованного сфена, брукита, циркона, магнетита и других минеральных фаз, а также тонкой пленкой хлорита и т. п. Основная же масса псевдоморфоз образована хлоритом, кальцитом и каолинитом, причем расположение этих новых фаз может быть беспорядочным и зональным. Наблюдаются также частичное замещение биотита, полевых шпатов и обломков пород крупночешуйчатым каолинитом и кварцем и разнообразные проявления коррозии.

Соотношение новообразованных минералов чрезвычайно сложное. В ряде случаев каолинит заполняет поры и образует пленочные цементы после выделения вторичного кварца по контуру обломков, но в то же время вторичный кварц может заполнять трещины в каолинизированных зернах. Хлорит приурочен главным образом к обломкам основных эффузивов, замещает их или образует кристификационный цемент, реже заполняет трещины и в других обломочных зернах, причем и в цементе, и при формировании псевдоморфоз часто формирует агрегаты с кварцем. Что касается кальцита, то он обычно замещает и кварц и все силикаты. У триклинного каолинита серии Гойтх несколько повышена термоустойчивость и эндотермический эффект сдвигается к  $650-680^{\circ}$ .

Гидрослюда принадлежит в основном маложелезистому диоктаэдрическому ( $d(060) = 1,500-1,504$ ) политипу  $2M_1$  с незначительным количеством адсорбционной воды, однако на дифрактограммах фиксируются дополнительные рефлексы трехслойных фазного типа, связанных, вероятно, с преобразованием биотита. Это гидробиотит ( $d(060) = 1,537$ ), вермикулит ( $d(060) = 1,528$ ,  $d(001) = 12A$ ) и гидрослюда глауконитового типа ( $d(060) = 1,512-1,520$ ). Что касается аутигенного хлорита, то он является магнезиально-железистым триоктаэдрическим моноклинным  $14\text{Å}$  хлоритом ( $d(060) = 1,536-1,539$ ). В цементах песчаников, кроме того, постоянна примесь альбита ( $d_{hkl} = 6,4; 6,0; 4,0; 3,70; 3,20; 3,18$ ), а в туфо-песчаниках — эпидота и цоизита.

Минеральные ассоциации в аргиллитах и туфоаргиллитах отвечают обычно хлорит-каолинит-гидрослюдистому составу, причем количество каолинита увеличивается в субколлоидных фракциях (до 50%). Встречаются прослои глинизированного пеплового материала, так называемый «кил», однако основным минералом их является смешаннослойная фаза диоктаэдрического типа (разбухание с гликолем не более  $13-14\text{Å}$ ), а истинный монтмориллонит отсутствует.

При очень резкой полиминеральности цементов и основной массы тонкодисперсных пород формируются природные концентрации каолинита и разбухающего минерала смешаннослойной природы. Однако, если смешаннослойная фаза связана с преобразованием пирокластического материала, что является весьма обычным явлением (диагенетическая «монтмориллонитизация» пеплового материала), то развитие каолинита в морских фациях связано с постдиагенетическим преобразованием неустойчивого пирокластического материала при участии кислых межпластовых вод.

#### Ассоциации глинистых минералов в терригенных отложениях на стадии начального катагенеза

Анализ распределения глинистых минералов в терригенных отложениях на стадии начального катагенеза позволяет установить

три основных типа минеральных ассоциаций. К *первому типу* относятся минеральные ассоциации с массовым развитием каолинита (70—100%). Кроме преимущественных концентраций каолинита в цементах песчаников и в глинистых породах континентального генезиса этому типу принадлежат различные смеси каолинита с гидрослюдами, смешаннослойными образованиями, гидраргиллитом, монтмориллонитом и хлоритом. Глинистые породы с ассоциацией первого типа независимо от формации принадлежат явно континентальным фациям. Устанавливается, однако, вполне определенный характер парагенетических связей каолинита в озерно-болотных отложениях различных формаций. Так, в озерно-болотных отложениях угленосных формаций каолинит образует смеси с гидрослюдистыми фазами и различными смешаннослойными образованиями (табл. 23, 24), а в континентальных отложениях платформенных красноцветных формаций спутником каолинита является монтмориллонит и смешаннослойные фазы упорядоченного типа (табл. 25).

Можно утверждать, что образование каолинитовой, гидрослюдисто-каолинитовой и монтмориллонит-каолинитовой ассоциаций в глинистых отложениях подчиняется фациальному контролю и в составе любой формации диктуется обилием органического вещества в осадках заболоченных водоемов. Однако для образования концентраций каолинита определяющим моментом служит также наличие каолинитовых кор выветривания в областях водосборов, что свойственно только гумидным формациям. Развитие каолинита в цементах с образованием ассоциаций первого типа не всегда подчиняется фациальному контролю. Это касается песчаников с каолинитовым цементом в полифациальных отложениях геосинклинальных угленосных и угленосно-красноцветных формаций.

К *второму типу* относятся минеральные ассоциации, в которых роль каолинита невелика, хотя присутствует он постоянно. Это прежде всего глинистые породы бассейнового, а иногда и континентального типа угленосных и угленосно-красноцветных формаций. Подобная ассоциация возникает и в глинистых отложениях аридных красноцветных формаций. Обычно примесь каолинита составляет 10—30% при весьма разнообразном характере минералов-спутников. В глинистых отложениях в зависимости от конкретного фациального типа основными минералами являются смеси гидрослюды (2M<sub>1</sub>, 1M) и смешаннослойные фазы. Появление монтмориллонита в глинистых отложениях связано как с бассейновым характером осадков (угленосная, угленосно-красноцветная формации), так и с развитием монтмориллонитовых кор выветривания и монтмориллонитового почвообразования в аридном климате (угленосно-красноцветная, терригенно-красноцветная формации). Каолинит-гидрослюдистые и каолинит-монтмориллонитовые ассоциации распространены не только в глинистых отложениях, но и в цементах пористых пород тех же формаций. Однако минеральные ассоциации в цементах более разнообразны. Так при небольшой примеси каолинита в цементах пористых пород угленосных и угленосно-

## Ассоциации глинистых минералов на стадии начального катагенеза (угленосные платформенные формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы водосбора	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциации
Угленосно-бокситоносная	С <sub>1</sub>	100	Днепро-Донецкая впадина	Платформенный	Гумидный	Коры выветривания каолинового типа	Песчаники кварцевые	Русловые	Каолинит упорядоченный (90—100%). Гидрослюда	Каолинитовая
							Глины огнеупорные, сухарные	Озерно-болотные	Каолинит различной степени упорядоченности, гидрагиллит (8—10%), гидрослюда (до 10%), смешанно-слойные фазы С — М (I тип)	
Угленосная	С <sub>1</sub>	200—900	Днепро-Донецкая впадина	Субплатформенный	Гумидный	Осадочные породы (терригенные, карбонатные, кремнистые). Коры выветривания по магматическим и метаморфическим породам.	Песчаники олигомиктовые, полевошпатовые, кварцевые, грауваки литокластические, слюдяные	Русловые, дельтовые, прибрежно-морские	Каолинит упорядоченный, гидрослюда 1М(1Md) (70—90%), смешанно-слойные фазы I и II типа; монтмориллонит (до 20%), хлорит	Каолинитовая. Гидрослюдисто-каолинитовая Гидрослюдистая
							Глины, уплотненные глины	Бассейновые	Каолинит (10—30%), гидрослюда 1М+2M <sub>1</sub> (60—90%), смешанно-слойные фазы I типа (до 40%), хлорит	
							Западный Донбасс	1200—3000	Озерно-болотные	Каолинит (50—80%), гидрослюда 2M <sub>1</sub> (10—40%), смешанно-слойные фазы I типа

## Угленосно-красноцветная

C<sub>2</sub>

150 - 750

Днепровско-Донецкая впадина

Субплатформенный

Гумидный с признаками аридизации

Осадочные, метаморфические, вулканогенные.  
Коры выветривания латеритного типа

Граувакки, граувакки аркозо-

Русловые, дельтовые, прибрежно-морские

Хлорит Mg — Fe, 14A, I b,  $\beta=90^\circ$ , каолинит, гидрослюда, 1M (1Md) + 2M<sub>1</sub>, смешаннослойные фазы I, II, III типов

Хлоритовая.  
Гидрослюдисто-хлоритовая  
Каолинитовая.  
Гидрослюдистая.  
Гидрослюдисто-каолинитовая

Песчаники олигомикто- и полевошпатовые кварцевые

Торфяных болот

Каолинит (50—80%) с незначительной неупорядоченностью, гидрослюда, смешаннослойные фазы I типа, гидраргиллит

Гидрослюдисто-каолинитовая

Глины

Бассейновые, лагуны, пойменные

Гидрослюда 2M<sub>1</sub> + 1Md (60—90%), монтмориллонит, смешаннослойные образования I тип, каолинит (10—20%)

Каолинито-гидрослюдистая

Опресненных лагун

Гидрослюда 1M (1Md), смешаннослойные фазы, I тип, монтмориллонит

Монтмориллонито-гидрослюдистая

## Ассоциации глинистых минералов на стадии начального катагенеза (угленосные геосинклинальные формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы водосбора	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциации
Угленосная	C <sub>2</sub>	6000	Дон-басс	Геосинклинальный	Гумидный	Осадочные, метаморфические, вулканогенные. Кора выветривания по магматическим породам (гидрослюдисто-каолинового типа)	Граувакки	Русловые, дельтовые	Хлорит Mg-Fe, 14Å, I b, β=90°. Смешаннослойные фазы I, II, III типов. Гидрослюда 1M(?). Каолинит.	Хлоритовая Гидрослюдисто-хлоритовая
							Аркозы, песчаники полевошпат-кварцевые, олигомиктовые	Русловые, дельтовые, прибрежно-морские, лагунные, пойменные	Каолинит упорядоченный (70—90%) Гидрослюда 2M <sub>1</sub> +1M (1Md). Смешаннослойные фазы I, II, III, IV типов. Хлорит. Каолинит (10—30%)	Каолинитовая Каолинит-гидрослюдистая Полиминеральная
							Песчаники слюдисто-кварцевые и алевролиты		Гидрослюда 1M (1Md), смешаннослойные фазы, хлорит	Гидрослюдистая
							Глины, аргиллиты	Торфяных болот	Каолинит с незначительной упорядоченностью, кварц аутигенный, гидрослюда	Каолинитовая. Гидрослюдисто-каолинитовая
							Обводненных торфяных болот	Каолинит неупорядоченный, смешаннослойные фазы I и IV типов	Каолинитовая (?)	

## Угленоснокрасноцветная

С<sub>3</sub>

500—2000

Донбасс

Геосинклиальный

Гумидный с признаками аридизации

Осадочные, метаморфические, вулканоогенные.  
Коры выветривания латеритного типа

Аркозы, песчаники полевошпато-кварцевые

Песчаники олигомиктовые, слюдястые и алевролиты

Глины, аргиллиты

Пойменные, лагунные, морские

Русловые, пойменные, лагунные, прибрежно-морские

Торфяных болот

Бассейновые континентальные

Бассейновые

Каолинит, гидрослюда 2M<sub>1</sub>+1M, смешанно-слоистые фазы I и II типов.  
Монтмориллонит, хлорит.

Хлорит Mg-Fe, 14Å, 1b, β=90°.  
Каолинит. Гидрослюда 1M(1Md)+2M<sub>1</sub>. Смешанно-слоистые фазы I, II, III, IV типов

Гидрослюда 1M(1Md). Смешанно-слоистые фазы I типа. Монтмориллонит. Каолинит. Хлорит.

Каолинит, кварц, гидрослюда и смешанно-слоистые фазы I типа

Гидрослюда 2M<sub>1</sub>+1M(1Md).  
Каолинит. Гётит. Хлорит

Гидрослюда 1M, 2M<sub>1</sub>. Монтмориллонит, смешанно-слоистые фазы I типа.  
Каолинит.

Каолинит-гидрослюдистая  
Гидрослюдистая

Хлорит-гидрослюдистая.  
Каолинит-гидрослюдистая  
Полиминеральная.

Гидрослюдистая.  
Каолинит-гидрослюдистая.

Гидрослюдисто-каолинитовая

Каолинит-гидрослюдистая

Монтмориллонит-гидрослюдистая

## Ассоциации глинистых минералов на стадии начального катагенеза (красноцветные формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы водосборов	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциация
Красноцветная терригенная	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>	200-600	Днепро-Донецкая впадина	Субплатформенный	Семиаридный	Кора выветривания по кристаллическим породам. Осадочные породы и коры выветривания по ним	Песчаники олигомиктовые, полевошпат-кварцевые, красноцветные	Русловые, временных потоков	Монтмориллонит, смешаннослойные фазы I типа, гидрослюда, хлорит, каолинит, гётит	Гидрослюди-сто-монтмориллонитовая
							Глины красноцветные	Озерные и наземные отложения сухих равнин	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , смешаннослойные образования I типа, гётит, каолинит, монтмориллонит	Гидрослюдистая
							Глины сероцветные	Лагунные	Монтмориллонит, смешаннослойные фазы I типа, гидрослюда.	Монтмориллонитовая
	P <sub>1</sub>	До 1000	Днепро-Донецкая впадина Северо-Западный Донбасс	Субплатформенный	Аридный	Осадочные породы и коры выветривания	Граувакки литокластовые, песчаники полевошпат-кварцевые, олигомиктовые. Глины, алевролиты красноцветные	Континентальные, временных водоемов на суше, лагунные, прибрежно-морские	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , смешаннослойные образования I, III, IV типов хлорит Mg-Fe, Pb, β=97 <sup>б</sup> , каолинит (до 10%), монтмориллонит (до 10%)	Хлорит-гидрослюдистая
						Глины сероцветные с углистым детритом	Озерные, лагунные	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , каолинит неупорядоченный, смешаннослойные фазы I типа	Каолинит-гидрослюдистая	

T	До 900	Днепро-Донецкая впадина Северо-Западный Донбасс	Платформенный	Аридный	Осадочные породы, коры выветривания по кристаллическим и осадочным породам	Граувакки литокластические, аркозы, песчаники полевшпат-кварцевые	Русловые, временных потоков	Монтмориллонит, палыгорскит, кальцит, незначительные примеси каолинита, хлорита, гидрослюды, смешанослойные фазы	Монтмориллонитовая. Палыгорскитовая
						Глины	Озерно-пойменные	Монтмориллонит, гётит, смешанослойные фазы	Монтмориллонитовая
						Глины	Озерные со следами заболачивания	Монтмориллонит, каолинит неупорядоченный, смешанослойные фазы V типа	Монтмориллонит-каолинитовая
$n_g$	50	Днепро-Донецкая впадина	Платформенный	Семиаридный	Осадочные породы и коры выветривания по ним	Глины, алевролиты	Озерные (плато), пойменные (террасы)	Каолинит, монтмориллонит, галлуазит, гётит, окислы марганца, смешанослойные фазы I типа	Каолинитовая. Каолинит-монтмориллонитовая. Монтмориллонитовая

красноцветных формаций могут иметь место полиминеральные и хлорит-гидрослюдистая ассоциации (см. табл. 23), а при обилии неустойчивого темноцветного материала — гидрослюдистая, гидрослюдисто-хлоритовая и хлоритовая.

Любопытным случаем распространения хлорит-гидрослюдистой ассоциации в глинистых породах являются отложения некоторых красноцветных формаций субплатформенного типа (см. табл. 23), где глинистый материал, вероятно, не носит следов значительной постседиментационной переработки.

Наконец, к ассоциациям третьего типа можно отнести минеральные ассоциации, практически лишенные каолинита. Это прежде всего, монтмориллонитовые ассоциации красноцветных континентальных отложений, а также некоторых бассейновых (лагунных) отложений в угленосно-красноцветных и красноцветных формациях. Во втором случае очевидна связь монтмориллонита с глауконитоподобной аутигенной гидрослюдой *IMd*.

В пористых породах монтмориллонитовая ассоциация, так же как и смесь монтмориллонита с палыгорскитом, характерна главным образом для красноцветных терригенных формаций аридного литогенеза. К этим же формациям относится появление мономинеральной палыгорскитовой цементации и заполнение палыгорскитом вместе с кальцитом секущих прожилков в глинистых и алевроитовых породах.

Таким образом, формационный контроль распределения глинистых минералов в терригенных отложениях осуществляется прежде всего посредством изменения типа кор выветривания областей водосбора и вещественного состава продуктов денудации, что связано с коренными изменениями в системе климат — геотектонический режим. Иллюстрацией этого положения является, например, распространение ассоциаций глинистых минералов в разрезе осадочного чехла такого региона, как прогиб Большого Донбасса. Граница между ассоциациями I и II типов связана здесь с изменением тектонического режима в нижневизейское время, а между ассоциациями II и III типов обусловлена изменением климата в конце московского века в сторону аридизации и развитием вновь платформенных условий седиментации (см. табл. 24).

Процессы постседиментационного преобразования, связанные со стадией диагенеза, достоверно фиксируются в глинистых отложениях озерно-болотного типа, и в меньшей степени — в бассейновых отложениях, однако, как было показано выше, конкретные парагенетические связи глинистых минералов управляются не только фациальными условиями образования осадка, но и типом первичного обломочного материала, следовательно, подчинены формационному контролю.

Постседиментационная цементация пористых пород на ранних стадиях преобразования осадочного вещества (диагенез — начальный катагенез) также связана с фациальными условиями образования осадков и характером обломочного материала.

Существует, однако, некоторое различие между ассоциациями глинистых минералов в глинистых и пористых породах. В случае одинаковых ассоциаций глинистые минералы цементов отличаются большими размерами кристаллов и, как правило, более высоким их структурным совершенством. Это касается прежде всего каолинита в угленосных и угленосно-красноцветных формациях различного типа. Кроме того, поровое пространство песчаников и алевролитов является весьма благоприятной средой для минерального синтеза, что отражается и на характере гидрослюдистых фаз. В случае гидрослюдистых ассоциаций, а также смесей гидрослюд с каолинитом и другими минеральными фазами, в цементах преобладает политип 1M (1Md).

Любопытно распределение в различных типах терригенных пород смешаннослойных образований. В цементах полимиктовых пород постоянно присутствуют неупорядоченные смешаннослойные образования бинарного и трехкомпонентного типов (хлорит — гидрослюда — монтмориллонит), которые можно рассматривать как результат постседиментационного преобразования железисто-магнетизального неустойчивого обломочного материала, однако упорядоченные промежуточные фазы фиксируются чрезвычайно редко. В глинистых породах, где процессы перестройки глинистого вещества идут в силу меньшей фильтрации и малых скоростей реакций между жидкой и твердой фазами очень медленно, устанавливаются не только неупорядоченные смешаннослойные фазы типа слюда (гидрослюда) — монтмориллонит, но и упорядоченные фазы диоктаэдрического типа (V тип описанных смешаннослойных образований), которые можно считать метастабильными переходными фазами при неустойчивости каолинита, с одной стороны, и гидрослюда или монтмориллонита — с другой.

### **Минеральные ассоциации на стадиях глубинного катагенеза и метагенеза**

Интенсификация постдиагенетических изменений приводит к формированию парагенетических минеральных ассоциаций, устойчивых в новых термодинамических условиях. Этот процесс имеет место в платформенных и в геосинклинальных осадочных комплексах, хотя и обладает специфическими чертами в каждом случае. Можно рассмотреть изменения ассоциаций глинистых минералов на примере ряда полифациальных угленосных формаций. В платформенных отложениях Днепровско-Донецкой впадины все изменения происходят с увеличением глубины залегания, в геосинклинальных отложениях Донецкого бассейна и Северного Кавказа они связаны с увеличением мощности отложений с северо-запада на юго-восток.

Подавляющее большинство структурных и разведочных скважин Днепровско-Донецкой впадины вскрывает каменноугольные отложения на глубинах от 700—1000 м ( $t=30-40^\circ$ ) до 2000 м ( $t=40-50^\circ$ ). Степень уплотнения глинистых пород на этих глубинах ко-

леблется от уплотненных до аргиллитоподобных глин. Степень углекислотности — от бурых (северо-западная часть впадины, глубины менее 1500 м) до длиннопламенных (северо-запад, глубина более 1500 м; остальная часть впадины). Сопоставление одних и тех же отложений, расположенных на различных глубинах, показывает, что никаких существенных изменений глинистого вещества в этом диапазоне глубин не происходит.

Для изучения процессов преобразования глинистого вещества с глубиной удалось использовать материал следующих единичных скважин: Шебелинка, скв. 200 (забой 4490 м); Харьков, скв. 1 (забой 3388 м); Шевченко-Близнецы, скв. 304 (забой 4200 м); с. Голубовка, скв. 10 (забой 3051 м); Гнединцы, скв. 6 (забой 3475 м). Были сопоставлены разрезы московского, башкирского и визейского ярусов.

Заметные изменения глинистого вещества в опущенных структурах начинаются с глубин 3000—3500 м и совпадают с переходом глинистых пород в аргиллиты (с общей пористостью  $< 5\%$ ), а газовых углей — в жирные. Они протекают медленно, постепенно и сводятся к следующему.

1. В цементах полимиктовых пород (свита  $C_2^5$ ) устойчивый хлорит с большей степенью магнезиальности, принадлежащий политипу  $1b$ ,  $\beta = 97^\circ$ , замещает хлорит политипа  $1b$ ,  $\beta = 90^\circ$ . Железистость хлоритов уменьшается как с упорядочиванием хлоритовой структуры, так и с появлением гётитовых новообразований.

2. На глубинах 3000—3500 м резко уменьшается количество разбухающих смешаннослойных фаз, причем раньше всего исчезает монтмориллонит, а затем смешаннослойные фазы диоктаэдрической природы. Смешаннослойные фазы триоктаэдрического типа («подвижные хлориты») устойчивы и на глубинах более 4000 м.

3. Происходит некоторая мусковитизация гидрослюд, что проявляется в повышении ее термоустойчивости (появление дополнительного эндотермического эффекта в области  $900^\circ$ ), но аутигенная гидрослюда призматического габитуса принадлежит еще политипу  $1M$ .

4. Каолинит глинистых пород (болотные отложения) теряет адсорбционную воду, приобретает свойства упорядоченного триклинного каолинита. Каолинит песчаников проявляет устойчивость и также сохраняется в условиях больших глубин (4500 м). По последним данным, температура на этой глубине (скв. 200, Шебелинка) равна  $145^\circ$ .

Таким образом, даже при сходном характере ассоциаций (каолинитовая, гидрослюдистая, хлорит-гидрослюдистая и т. п.) характер отдельных членов парагенетических ассоциаций изменяется. Исчезают только ассоциации монтмориллонитового типа (табл. 26).

Несколько иной характер изменения минеральных парагенезов у угленосных геосинклинальных формаций. В глубинном катагенезе наряду с хлоритовой и гидрослюдистой ассоциациями (табл. 27) встречается каолинит-гидрослюдистая ассоциация, но она характер-

## Ассоциации глинистых минералов на стадии глубинного катагенеза (угленосные платформенные формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы водосборов	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциация
Угленосная	C <sub>1</sub>	900	Днепро-Донецкая впадина	Субплатформенный, близкий платформенному	Гумидный	Осадочные породы. Кора выветривания по магматическим породам	Песчаники олигомиктовые, полевошпатовые, кварцевые, слюдястые	Русловые, дельтовые, прибрежно-морские	Каолинит упорядоченный, гидрослюда 1M+2M <sub>1</sub> , смешаннослойные фазы II, III типов, хлорит	Каолинитовая. Каолинит-гидрослюдистая. Гидрослюдистая
							Глины, аргиллиты	Бассейновые	Гидрослюда 1M+2M <sub>1</sub> , каолинит (до 30%), хлорит	Каолинит-гидрослюдистая
								Озерно-болотные	Каолинит упорядоченный. (90—100%), гидрослюда 2M <sub>1</sub>	Каолинитовая. Гидрослюдисто-каолинитовая
	C <sub>1</sub>	3000	Западный Донбасс	Субплатформенный	Гумидный	Осадочные, метаморфические породы. Кора выветривания по магматическим породам	Песчаники олигомиктовые, полевошпатовые, кварцевые, граувакки литокластовые	Русловые, прибрежно-морские	Гидрослюда 1M+2M <sub>1</sub> , смешаннослойные фазы II, III типов, хлорит, каолинит (реликты)	Хлорит-гидрослюдистая
							Аргиллиты	Бассейновые	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , хлорит Fe-Mg, 11b, β=97°	Гидрослюдистая. Хлорит-гидрослюдистая
								Озерно-болотные	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , хлорит, каолинит (реликты)	Каолинит-гидрослюдистая

## Ассоциации глинистых минералов на стадии глубинного катагенеза (угленосные геосинклинальные формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы волосборов	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциации
Угленосная (терригенная)	С <sub>2</sub>	6000	Донбасс	Геосинклинальный	Гумидный	Осадочные, метаморфические, вулканогенные породы. Коры выветривания по магматическим породам	Песчаники граувакковые	Русловые	Хлорит Fe-Mg, IIb, β = 97°, гидрослюда 2M <sub>1</sub> +1M.	Хлоритовая. Гидрослюдисто-хлоритовая
							Лесчаники аркозовые, слюдистые, полевошпат-кварцевые	Русловые, прибрежно-морские	Гидрослюда 1M, хлорит, смешаннослойные фазы II, III, IV типов	Гидрослюдистая
							Аргиллиты	Бассейновые, континентальные	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> +1M, хлорит	Гидрослюдистая
								Озерно-болотные	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , каолинит неупорядоченный	Каолинит-гидрослюдистая
Угленосная (вулканогенно-терригенная)	С <sub>2</sub> -С <sub>3</sub>	~ 2000	Северный Кавказ	Геосинклинальный	Гумидный	Метаморфические породы. Эффузивные породы кислого и основного состава. Вулканогенные кремнистые породы	Граувакки литокластические, песчаники кварцевые и конгломераты	Пролувиальные, аллювиальные	Гидрослюда 1M+2M <sub>1</sub> , каолинит неупорядоченный (до 10%), хлорит	Гидрослюдистая
							Алевриты слюдистые	Озерно-пойменно-болотные	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> (+1M), каолинит неупорядоченный (до 30%), смешаннослойные образования I типа	Гидрослюдистая Каолинит-гидрослюдистая

на только для озерно-болотных отложений. Несмотря на одинаковый характер парагенетических ассоциаций, конкретные члены их далеко неоднозначны. На протяжении всей стадии глубинного катагенеза происходит не только постепенная мусковитизация гидрослюда, но и вытеснение политипа 1M высокотемпературным политипом 2M<sub>1</sub>. Это явление несколько замедленно в угленосных отложениях Северного Кавказа, которые можно считать вулканогенно-терригенными. Что касается второго основного члена всех парагенетических ассоциаций глубинного катагенеза и метагенеза — хлорита, то он, оставаясь всегда моноклинным, приобретает большую магнезиальность.

При анализе ассоциаций глинистых минералов на стадии начального катагенеза достаточно четко устанавливается зависимость этих ассоциаций от первичного минерального состава. Однако он наряду с PT-условиями определяет качество минеральных ассоциаций и на более поздних этапах существования и преобразования осадочных горных пород. Полимиктовость первичного обломочного материала является причиной появления в цементах пористых пород таких ассоциаций, как хлоритовая, гидрослюдисто-хлоритовая и гидрослюдистая. Хлоритовые мономинеральные цементы возникают в граувакковых разностях с обилием переотложенного эффузивного материала основного типа. В тех случаях, когда обломки эффузивов редки, аутигенный хлорит возникает спорадически. В аркозах, обогащенных железистыми слюдами, развиваются монтмориллонит-гидрослюдистые цементы, причем гидрослюда политипа 1M (1Md) близка глаукониту. Образование подобных ассоциаций в цементах имеет место независимо от фациального типа первичных осадков.

Специфическим характером обладают минеральные ассоциации цемента в пористых породах в вулканогенно-терригенных формациях. Как известно, процессы минералообразования в постседиментационные стадии при обилии вулканогенного материала чрезвычайно разнообразны, а в качестве конкретных минералов-индикаторов стадийности минералообразования обычно привлекаются цеолиты.

Фактический материал по некоторым вулканогенно-терригенным формациям позволяет наблюдать образование минеральных парагенезов, лишенных цеолитов и тяготеющих к парагенезам полимиктовых осадочных пород. К таким парагенетическим минеральным ассоциациям относится, например, гидрослюдистая ассоциация с массовым развитием политипа 1M в цементах пролювиально-аллювиальных отложений угленосной формации Северного Кавказа. Более того, политип 1M оказывается устойчивым и в условиях более интенсивных постдиагенетических изменений этих отложений, постепенно замещаясь гидрослюдой 2M<sub>1</sub> и Fe-Mg хлоритом (табл. 27), причем дополнительными минералами этого парагенеза являются эпидот, цоизит и альбит.

Дополнительным примером формирования специфических минеральных парагенезов под влиянием вулканогенного материала могут служить ассоциации глинистых минералов флишевых формаций.

## Ассоциации глинистых минералов на стадии глубинного катагенеза (флишевые формации)

Формация	Возраст	Мощность, м	Регион	Геотектонический режим	Климат	Породы водосборов	Петрографические типы пород	Фациальные типы	Минералы	Ассоциации		
Флишевая	T <sub>2-3</sub>	до 500	Крым	Геосинклинальный	Гумидный	Осадочные, метаморфические	Конгломераты, песчаники кварцевые, слюдисто-кварцевые	Морские	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , хлорит 14A, Fe-Mg, 11b, β = 97°	Гидрослюдистая		
							Аргиллиты				Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , хлорит, смешаннослойные образования I типа	Хлорит-гидрослюдистая
Флишевая	J <sub>2</sub>	до 3.00	Северный Кавказ	Геосинклинальный	Гумидный	Вулканогенные основного и кислого состава. Метаморфические	Песчаники полимиктовые, олигомиктовые	Морские	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> +1M, хлорит Fe-Mg, 11b, β = 97°.	Хлорит-гидрослюдистая		
							Песчаники туфогенные				Каолинит упорядоченный, хлорит, эпидот, альбит, цоизит, смешаннослойные фазы II, III, IV типов, гидрослюда 1M, кальцит, кварц	Каолинитовая. Хлоритовая. Хлорит-гидрослюдистая
							Аргиллиты				Гидрослюда 2M <sub>1</sub> (+1M), хлорит	Хлорит-гидрослюдистая
							Туфоаргиллиты (пепловые прослой)				Смешаннослойные образования I типа (монтмориллонит — слюда).	Смешаннослойная

В табл. 28 приведены ассоциации глинистых минералов терригенного флиша с отсутствием вулканогенного материала (таврическая формация Крыма) и с его обилием (формация Гойтх, Северный Кавказ). Неустойчивый вулканогенный материал является причиной образования чрезвычайно пестрых по составу цементов, а формирование аутигенного каолинита в поровых пространствах морских отложений свидетельствует в пользу кислого характера позднекатагенетических растворов.

Повышенной устойчивостью в этих отложениях характеризуется и гидрослюдистый политип 1M, и смешаннослойные фазы типа монтмориллонит — слюда (гидрослюда). По всей вероятности, пестрота новообразований связана с разнообразием эффузивного материала от основного до кислого.

В метагенезе происходит окончательное оформление хлорит-гидрослюдистой и гидрослюдистой ассоциации для пород различного генезиса, первичного состава и размера зерен (табл. 29).

### Минеральные ассоциации локального эпигенеза

При разбуривании погруженных структур в нефтегазоносных бассейнах, при глубоком бурении угленосных отложений и т. д. возникает необходимость различать вторичные изменения осадочного вещества регионального типа и вторичные изменения, которые вызваны локальными причинами. К ним можно отнести изменения осадочного вещества, связанные с дислокационным эпигенезом (метаморфизмом), который иногда сопровождается гипогенным подтоком минерального вещества, с постседиментационными изменениями битумсодержащих пород, с древними гипергенными процессами. Разумеется, минеральные парагенетические ассоциации создаются в этих случаях не только тонкодисперсными силикатами, однако представляется наиболее интересным проследить парагенетические связи именно силикатных новообразований с глинистыми минералами исходных пород.

**Дислокационный эпигенез** (метаморфизм) и процессы минералообразования, с ним связанные, наблюдались при разбуривании ряда нарушенных структур Днепровско-Донецкой впадины и северо-западного Донбасса (Ромны, Поздняки, Верх. Загоровка, Волвенково, Ново-Мечбиловка, Красный Оскол и др.). Явления локальной интенсивности вторичных изменений установлены в отложениях прибортовых участков впадины, вдоль крупных линейных нарушений в Донецком бассейне (Михайловско-Юрьевский разлом и пр.) и в областях распространения палеозойских пород на юго-восточном продолжении Донбасса и Западного Предкавказья.

Минеральные новообразования дислокационного эпигенеза рассматриваются на примере угленосных формаций. В пределах Днепровско-Донецкой впадины это касается структур, для которых характерно резкое несоответствие современных глубин залегания (1000—3500 м) и качества пород. Глинистые породы здесь пред-

Ассоциации глинистых минералов в терригенных отложениях на стадии метазенеза

Формация	Возраст	Регион	Геотектонический режим	Петрографические типы	Фациальные типы	Минералы	Ассоциация
Угленосная	C <sub>2</sub>	Донбасс, юго-восточное продолжение Донбасса	Геосинклинальный	Граувакки, полевошпатовые, кварцевые, олигомиктовые, слюдястые	Континентальные, бассейновые	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , хлорит Fe-Mg Pb, β=97°	Хлорит-гидрослюдистая. Гидрослюдистая
				Аргиллиты	Континентальные, бассейновые		
					Торфяных болот	Гидрослюда 2M <sub>1</sub> , реликты каолинита	Гидрослюдистая
Угленосная	C <sub>2</sub> -C <sub>3</sub>	Северный Кавказ	Геосинклинальный	Конгломераты и песчаники кварц-граувакковые	Пролувиально-аллювиальные	Гидрослюда 1M, гидрослюда 2M <sub>1</sub> , Mg-хлорит Pb, β=97°. Смешаннослойные образования IV типа, эпидот, доизит, альбит	Хлорит-гидрослюдистая
				Алевриты слюдястые	Озерно-пойменно-болотные		

ставлены гидрослюдистыми аргиллитами с пористостью 1—5%, угли — коксовыми и паровично-спекающимися разностями, а для цементов алевро-песчаных пород независимо от петрографического типа характерна гидрослюдизация (мусковитизация) с примесью хлорита. Это постоянно возникающая хлорит-мусковитовая ассоциация характерна для всего Большого Донбасса, возникая в зонах мелких и крупных нарушений, в брекчированных участках, по зеркалам скольжения, сохраняясь и при более интенсивной углефикации органического вещества. Типичные катакластические структуры отсутствуют. Обычным является нормальноосадочный (обломочный) облик первичных пород со следами перекристаллизации цементов песчаных пород и основной массы глинистых пород, иногда со следами пльчатости, перемятости и изменением ориентировки чешуйчатых минералов.

Аутигенное минералообразование наложенного метаморфического типа связано обычно с появлением линзовидных сегрегационных образований более крупных индивидов мусковита и хлорита, иногда совпадающих с первичной слоистостью, но чаще ее секущих. Явное преимущество перекристаллизации над катаклазом сказывается в развитии лапчатых мелких blastов хлорита в тонкочешуйчатой массе гидрослюдистых аргиллитов, в образовании перекристаллизованных участков кремнисто-карбонатного состава (кальцит, анкерит, кварц).

Мусковит (табл. 30) является обычным минералом всех зон тектонических нарушений ( $n_g' = 1,598 - 1,590$ ;  $n_m' = 1,594 - 1,585$ ;  $n_p = 1,564 - 1,560$ ;  $2V = 40^\circ$ ).

Термическая характеристика фракции 0,05—0,01 мм соответствует мусковиту, у фракции менее 0,01 мм появляется дополнительный эффект диссоциации при  $650^\circ$  гидрослюдистого типа, что связано с реликтами осадочных гидрослюд.

В структурном отношении мусковит относится к политипу 2M<sub>1</sub>. Для сегрегационных образований мусковита характерно двойникование (простое и реже тройное полисинтетическое) подобное описанному В. И. Муравьевым (1964) для тектонических брекчий Каратау.

Хлориты дислокационного эпигенеза относятся к структурному политипу 11b,  $\beta = 97^\circ$  и идентичны хлоритам фации зеленых сланцев. Светло-зеленые чешуйки хлорита обладают слабым плеохроизмом ( $\max \text{abs} \| n_g \parallel$ ), двупреломлением 0,001—0,004, показателями преломления 1,59—1,63,  $c: n_g = 0 - 2^\circ$ . При общем железисто-магнезиальном характере существуют некоторые вариации состава. Обычно хлорит сегрегаций в разлинзованных породах более магнезиален, что, вероятно, свидетельствует о некоторой потере окисного железа при процессах перекристаллизации. Подобный процесс имеет место и при региональных изменениях. В табл. 31 приведены некоторые физические свойства, состав и параметры элементарной ячейки хлоритов зеленых сланцев при различных типах метаморфизма.

## Состав и некоторые свойства мусковитов (фр. &lt;0,01 мм) фации зеленых сланцев

Компоненты	Номера образцов		
	Кан-1	403	Л-1
SiO <sub>2</sub> . . . . .	45,91	45,16	47,0
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,47	0,36	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	34,77	32,14	35,23
FeO . . . . .	0,82	0,61	0,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,89	3,01	2,13
CaO . . . . .	0,22	0,36	1,10
MgO . . . . .	0,67	2,16	0,45
K <sub>2</sub> O . . . . .	9,43	9,08	8,60
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,86	1,12	0,17
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	4,78	4,98	5,19
H <sub>2</sub> O- . . . . .	0,16	—	—
Сумма . . . . .	99,98	99,98	100,34
<i>n<sub>g</sub></i> . . . . .	1,596	1,598	1,590
<i>n<sub>p</sub></i> . . . . .	1,562	1,564	1,560
Плотность . . . . .	2,83	2,82	2,80
<i>a</i> . . . . .	5,22	5,20	5,19
<i>b</i> . . . . .	9,00	8,98	8,93
<i>c</i> . . . . .	20,00	20,00	20,02
<i>β</i> . . . . .	95°20'	95°20'	95°30'
Политип . . . . .	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>	2M <sub>1</sub>
Тип метаморфизма	Региональный	Дислокационный	Дислокационный(?)

Примечания. Образцы: Кан-1 — сланцы, Предкавказье, Калниболотская скв. (Pz); 403 — аргиллит разлинзованный, р. Кальмиус (C<sub>1</sub>); Л-1 — сланцеватая порода, ДДВ, Левенцовка (C<sub>1</sub>?).

Можно считать, что мусковит 2M<sub>1</sub> и железисто-магнезиальный хлорит 1Пb,  $\beta = 97^\circ$  образуют равновесную парагенетическую ассоциацию дислокационного метаморфизма при повышенной магнезиальности хлорита. Однако в ряде случаев характер основного слюдяного минерала при дислокационном метаморфизме также претерпевает некоторые изменения. Так, в прифундаментных частях осадочного чехла Днепровско-Донецкой впадины установлен мусковитовый политип 1M повышенной железистости, а на некоторых структурах гидрослюда (слюда) характеризуется повышенным содержанием натрия. В этих случаях, вероятно, роль играет и миграция вещества вдоль ослабленных трещиноватых зон. Кроме того, в Донбассе, как и в Днепровско-Донецкой впадине, трещиноватые и перемятые зоны сопровождаются также интенсивной карбонатиза-

Состав и некоторые физические свойства хлоритов (фр. 0,01 мм)  
из фации зеленых сланцев

Компоненты	Номера образцов		
	Кан-1	Кан-2	403а
SiO <sub>2</sub> . . . . .	27,46	25,26	29,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	23,61	21,69	19,66
FeO . . . . .	20,26	18,85	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,10	6,04	5,13
CaO . . . . .	—	0,61	сл.
MgO . . . . .	7,41	13,80	17,26
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,71	0,82	0,61
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,16	0,28	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	10,15	12,60	13,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,21	—	—
Сумма . . . . .	100,17	99,95	100,26
<i>n<sub>g</sub></i> . . . . .	1,626	1,620	1,600
<i>n<sub>p</sub></i> . . . . .	1,620	1,615	1,596
Плотность . . . . .	2,80	2,79	2,77
Политип . . . . .	11b, β=97° . . . . .	11b, β=97° . . . . .	11b, β=97° . . . . .
<i>b</i> . . . . .	9,29	9,23	9,18
<i>c</i> · sinβ . . . . .	14,16	14,13	14,16
Минералогическая номенклатура	Рипидолит (?)	Прохлорит (?)	Прохлорит (?)
Тип метаморфизма	Региональный		Дислокационный

Примечания. Образцы: Кан-1 — основная масса цемента рассланцованного песчаника, Предкавказье; Кан-2 — сегрегационные выделения в филлите, Предкавказье; 403а — сегрегации в разлинзованной породе, р. Кальмиус (С1).

цией (кальцит, анкерит), сульфидным оруденением (пирит, борнит, сфалерит, галенит, киноварь и пр.), появлением диккита. Согласно В. Д. Шутову (1966), индикатором дислокационного метаморфизма при кварц-каолинитовом первичном обломочном материале осадочных пород является также накрит.

Можно считать, что при дислокационном метаморфизме терригенных осадочных пород мезомиктового и полимиктового (донецкого) типов основным новообразованным минералом, как и при региональном метаморфизме, является Al-слюда (мусковит). При отсутствии первичного вулканического или иного магматического Fe-Mg материала сравнительно небольшая примесь Fe-Mg триокта-

эдрических хлоритов обязана, вероятно, трансформации диоктаэдрических гидрослюдов глауконитового типа, триоктаэдрических гидрослюдов (слюда) и обломочных хлоритов.

**Ассоциациям глинистых минералов в битумсодержащих породах** придается сейчас большое значение, так как состав глинистых минералов и различные их особенности пытаются использовать для решения многих практических вопросов (вариации коллекторских свойств продуктивных пород, образование покрышек, определения времени прихода битумов в коллекторы и т. д.) В этом направлении очень интересна работа Ж. Кульбичко и Ж. Милло (Kulbicki, Millot, 1961), где описаны кембро-ордовичские нефтесодержащие терригенные породы Сахары с каолинитом в цементе продуктивных пачек. По мнению этих авторов, обычная эволюция глинистых минералов в мощных осадочных толщах по схеме: обломочная слюда (гидрослюда) каолинит → вторичная гидрослюда (иллит) задерживается в битумсодержащих породах, так как битумы препятствуют проникновению щелочных растворов, способствующих постседиментационной гидрослюдизации каолинита. Сейчас постоянное присутствие каолинита в битумсодержащих осадочных породах как терригенных, так и карбонатных никого не удивляет, однако интерпретация этого явления не всегда однозначна (Челиков, Ермолова и др., 1959).

Материал по продуктивным отложениям Днепровско-Донецкой впадины позволяет рассмотреть ассоциации глинистых минералов в коллекторах, принадлежащих терригенным породам различных формаций. В нефтеносных породах угленосной формации ( $C_{1v}$ — $C_{1n}$  Прилукского месторождения;  $C_{1v}$  Левенцовской структуры) никаких существенных изменений в составе глинистых минералов по сравнению с непродуктивными отложениями не наблюдается. Каолинит совершенной структуры господствует в цементах коллекторов, в то время как кальцит несет следы весьма интенсивной коррозии.

Поскольку нижнекаменноугольные отложения впадины находятся на стадии начального катагенеза, и гидрослюдизация как в силу малой интенсивности постседиментационных изменений, так и кварц-каолинитового состава первичного обломочного материала не имеет места, происходит формирование мономинеральных каолинитовых концентраций при растворении карбонатов и сульфатов. Продуктивные отложения красноцветной формации ( $C_3+P_1$  Гнединцевского, Леяковского и Глинско-Розбышевского нефтяных месторождений), наоборот, характеризуются признаками интенсивных постседиментационных изменений. Это выражается прежде всего в сильной пиритизации пород и наличии восстановленных осветленных («оглеенных», по А. И. Перельману) зон и объясняется процессами анаэробного окисления нефти и восстановления сульфатов пластовых вод и окисно-железистых минералов

терригенных пород сульфатредуцирующими бактериями (Лукин, 1970). Поровый цемент нефтесодержащих алевро-песчаных пород независимо от состава обломочной части сложен совершенным триклинным каолинитом. В оглеенных глинах также наблюдаются крупные червеобразные образования каолинита.

Поскольку каолинит для минеральных ассоциаций непродуктивных красноцветных пород вообще не характерен, можно утверждать, что его генезис в нефтесодержащих пачках связан не с тормозящей ролью битумов, а с процессами анаэробного окисления нефти, имеющими место при гидрогеологическом раскрытии нефтеносных структур, во время фаз их тектонического воздымания. Аутигенный каолинит образуется из появляющихся при этом кислых, обогащенных  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  за счет процессов оглеения, вод. Изменение состава глинистых минералов в битумсодержащих пачках красноцветной формации не ограничивается только формированием каолинита. Так, в цементе полимиктовых и мезомиктовых песчаников Глинско-Розбышевского месторождения (скв. 36-р, гл. 2115 м) наблюдается формирование магнезиального 14А хлорита ( $b=9,24\text{Å}$ ), принадлежащего структурному политипу 1b,  $\beta=97^\circ$  (Карпова, 1965) при отсутствии каолинита и монтмориллонита. Его образование, вероятно, связано с нейтральной или восстановительной обстановкой в этой продуктивной пачке, однако по сравнению с другими хлоритовыми политипами (Brown, Bailey, 1962) этот политип отличается очень незначительным замещением кремния алюминием в тетраэдрах. Неустойчивость монтмориллонита в продуктивных горизонтах наблюдается в отложениях триасовой красноцветной континентальной формации Днепровско-Донецкой впадины.

Промышленные залежи газа и нефти обычно приурочены к песчаной и песчано-карбонатной толщам нижнего триаса, причем, если в непродуктивных песчаных породах основными минералами цементов наряду с кальцитом являются монтмориллонит и палыгорскит, а каолинит редок (каолинит-монтмориллонитовая ассоциация), то в нефтенасыщенных породах устойчивостью обладает каолинит и палыгорскит, кальцит корродирован или растворен, а монтмориллонит практически отсутствует.

Необходимо отметить, что в битумсодержащих пачках изменение испытывают и глинистые минералы экранирующих толщ, в том случае, если первичный состав тяготеет к минералам сильно разбухающим. Так, например, глины экранирующих толщ в триасовых нефтяных и газовых месторождениях состоят из тонкодисперсного разбухающего минерала ( $12-12,6\text{Å}$ , с гликолем — до  $15\text{Å}$ ), который относится к смешаннослойным образованиям (слюда — монтмориллонит) и обязан своим генезисом эпигенетической дегидратации монтмориллонита. Из других процессов постседиментационных изменений интерес представляют процессы древнего гипергенеза. В пределах нефтегазоносных бассейнов образование древних кор выветривания часто связано с тектоническим воздыманием локальных

структур и соляной тектоникой. Так, на сероцветных породах нижнего карбона Радченковского поднятия развита предверхнепермская кора выветривания (ожелезненные пестроцветные образования). Ее формирование связано с субэральным выветриванием, а также с проникновением кислородсодержащих вод на глубину во время предверхнепермской фазы роста солянокупольных структур. По сравнению с сероцветными неизменными породами нижнего карбона кора выветривания характеризуется повышенным содержанием наряду с гётитом каолинита и смешаннослойных фаз типа слюда — монтмориллонит.

структур и соляной тектоникой. Так, на сероцветных породах нижнего карбона Радченковского поднятия развита предверхнепермская кора выветривания (ожелезненные пестроцветные образования). Ее формирование связано с субаэральным выветриванием, а также с проникновением кислородсодержащих вод на глубину во время предверхнепермской фазы роста солянокупольных структур. По сравнению с сероцветными неизмененными породами нижнего карбона кора выветривания характеризуется повышенным содержанием наряду с гётитом каолинита и смешаннослойных фаз типа слюда — монтмориллонит.

## ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Вопросы генезиса глинистых минералов являются до сих пор дискуссионными, однако за последнее время наблюдается более широкий и объективный подход к этой проблеме. Очевидно, ни одна из узких концепций (хемогенно-осадочная, диагенетическая, аллотигенная) не является универсальной. Очевидно также, что при образовании осадочных формаций могут создаваться условия, благоприятные для возникновения различных генетических типов глинистых минералов. Наиболее полно все возможные процессы происхождения глинистых минералов рассмотрены Ж. Милло (1968) с использованием определенной терминологии, которая сейчас широко распространена в работах по минералогии глинистых образований (Коссовская, 1966).

Терригенные осадочные породы, так же как и коры выветривания, почвы и осадочные породы иного генезиса представляют собой минеральные ассоциации унаследованных (обломочных), трансформированных и новообразованных минералов. Анализ минеральных ассоциаций и минералов свидетельствует о значительной роли аутигенного постседиментационного глинообразования. Необходимо отметить, что отсутствует терминологическое единство в определении процессов аутигенеза глинистых минералов. В настоящей работе аутигенными минеральными фазами считаются фазы, сформированные как при синтезе, так и при различных трансформациях.

Синтетическими новообразованными минеральными фазами являются фазы, образовавшиеся из раствора или из промежуточного, резко неупорядоченного в структурном отношении (аморфного) вещества. Трансформированные аутигенные минеральные фазы возникают в результате изоморфного (изменение химического состава) или структурного (полиморфное, политипное, изменение степени упорядоченности) преобразований. Часто эти два вида трансформации сопровождают друг друга. Положительная трансформация с образованием более энергетически выгодной структуры носит название аградации, отрицательная — деградации. Современные методы исследования не всегда позволяют отличить синтез от аути-

генеза с сохранением реликтов первичной структуры. К синтезу и к трансформации относится не только формирование новообразований без изменения состава, но и их формирование с потерей или с присоединением вещества. В двух последних случаях для трансформации, при которой новообразованная фаза возникает на основе реликтов уже существующей фазы, может, безусловно, использоваться термин «метасоматоз».

Образование каолинита связано с гумидным климатическим режимом выветривания. Он формируется в кислой или слабощелочной среде при интенсивном дренаже. Материалом для этого может являться алюмокремневый гель-продукт выщелачивания первичных алюмосиликатов. Образование аморфных продуктов алюмокремневого состава наблюдалось при искусственном выщелачивании магматических пород (Pedgo, 1958) и подобно формированию аллофанойдов в некоторых почвах и в продуктах выветривания вулканического пепла. Однако, экспериментально доказана аморфизация целого ряда алюмосиликатов (Gastuche, 1963) в кислой среде с последующей кристаллизацией каолинита. Алюмокремневые гели при старении в кислой среде ( $pH=4,5-5$ ) стабилизируются в кристаллическую структуру с шестерной координацией алюминия. Различие между гелем (аморфным телом) и золем (раствором) носит, как известно, только количественный характер и определяется величиной вязкости. Однако реально также формирование в корах выветривания растворов, в которых алюминий присутствует в виде комплексного иона, что также обеспечивает его шестерную координацию и образование каолинита в присутствии кремнезема (Милло, 1968). В то же время предложен целый ряд схем структурного преобразования первичного продукта (полевые шпаты, биотит) в каолинит или иной каолиновый материал без промежуточной аморфной или жидкой фазы.

Кора выветривания способствует образованию каолинита различной степени упорядоченности; так, каолиниты коры выветривания Воронежского массива, по данным Б. Б. Звягина (Ратеев, 1964<sub>2</sub>) являются в большинстве случаев триклинными, но часто характеризуются неупорядоченной структурой.

Результаты изучения каолинитов кор выветривания Украинского кристаллического массива, полученные в последнее время сотрудниками кафедры минералогии и петрографии Харьковского университета, позволяют также говорить о довольно большом структурном разнообразии каолинитов (табл. 32). Каолиниты с элементарной триклинной ячейкой установлены в коре выветривания гранитоидных пород (Просьяновское м-ние), однако для верхней части зоны нормального каолина характерна более высокая степень упорядоченности (II структурный тип, по Б. Б. Звягину), чем для нижней части (III структурный тип). Окрашенный каолинит из зоны нормального каолина, который обычно располагается небольшими пятнами (Скидановский карьер, Просьяновское м-ние), относится к каолиниту с признаками псевдомонотриклинности невысокой степени упоря-

## Характеристика некоторых каолинитов из кор выветривания

Месторождение	Условия залегания	Структурный* тип каолинита
Просьяновское, Скидановский карьер	Зона каолинитовая, нормальный каолин, верхняя часть разреза	Каолинит с триклинной ячейкой, промежуточная степень упорядоченности (II тип) **
Там же	Псевдоморфозы каолинита по слюде (фр. 0,05—0,25 мм), так называемая «гидрослюдистая зона», нижняя часть разреза	Каолинит с низкой степенью упорядоченности и с триклинно-псевдомоноклинной ячейкой (VI тип) или с псевдомоноклинной ячейкой (IX тип) **
Просьяновское, скв. 308	Нормальный каолин, гл. 25—33 м	Каолинит триклинный с некоторой неупорядоченностью (II тип)
Там же	Нормальный каолин, гл. 37—39 м	Каолинит триклинный, неупорядоченный (III тип)
»	Щелочной каолин с реликтами полевых шпатов, гл. 55—65 м	Каолинит триклинный, неупорядоченный (III тип)
Просьяновское, Скидановский карьер	Зеленый каолин с реликтами полосчатой гнейсовой текстуры, нижняя часть разреза	Каолинит неупорядоченный с триклинно-псевдомоноклинной ячейкой (VI тип) или с псевдомоноклинной ячейкой (VIII и IX типы) **
Первомайское	Каолинит с нонтронитом из коры выветривания ультраосновных пород	Каолинит промежуточной степени упорядоченности с псевдомоноклинной ячейкой (VIII тип), иногда примесь триклинного каолинита (II тип) **

\* Для диагностики структурных разновидностей каолинита использованы методы рентгеновской дифракции. Номенклатура структурных типов каолинита принадлежит Б. Б. Звягину (Звягин, 1964; Бергер, 1969; Бергер, Ремизов, 1970).

\*\* Материалы В. И. Ремизова.

доченности (IX, реже VIII и VI структурные типы). Каолинит, образующий псевдоморфозы по слюде и формирующий алевро-песчаные фракции нижней части разреза т. н. «гидрослюдистых» каолинов, оказался каолинитом с псевдомоноклинной, или триклинно-псевдомоноклинной, ячейкой, но с невысокой степенью упорядоченности. Наконец, каолинит из никеленосной коры выветривания серпентинитов (Первомайское м-ние, Побужье), образующий парагенетическую ассоциацию с нонтронитом, принадлежит VIII структурному типу (псевдомоноклинная форма ячейки, промежуточный, не совсем строгий период чередования в последовательности слоев). Разумеется, генетические выводы, которые можно

сделать на основании анализа рентгеновской дифракции и дифракции электронов, носят сугубо предварительный характер, так как опираются на сравнительно небольшой фактический материал, но можно полагать, что структурное совершенство каолинита связано как с конкретными физико-химическими условиями среды его образования, так и с составом исходных минеральных фаз. Так, генезису наиболее совершенного в структурном отношении триклинного каолинита способствует близость состава первичного материала новообразованному силикату алюминия и отсутствие магнезиально-железистых примесей, чему может способствовать и интенсивный дренаж (см. табл. II, 5).

Конечно, в случае эпигенетической каолинизации кор выветривания или формирования гиббсита приуроченность каолинита той или иной структурной характеристики к определенным уровням вертикального профиля выветривания будет меняться. Следовательно, каолинит, поступающий в осадки из кор выветривания и являющийся терригенным, может обладать различной степенью совершенства, что имело место и в древние геологические времена.

Влияние климатических условий на распространение обломочно-го каолинита в областях водосборов прекрасно иллюстрируется изменением минеральных ассоциаций по разрезу каменноугольных отложений Большого Донбасса. В верхнем карбоне каолинит уступает место монтмориллониту в силу аридизации климата. Как установлено М. А. Ратеевым, каолинит является обязательной компонентой глинистых илов в морских бассейнах гумидного климата, причем, попадая в осадок из кор выветривания, он не испытывает в диагенезе каких-либо значительных преобразований. Аллотигенный генезис этого каолинита подтверждается экспериментальными данными по устойчивости каолинита в морской воде. Однако каких-либо структурных данных для каолинита современных морских осадков пока нет.

В морских отложениях гумидных угленосных формаций количество каолинита, сохранившего унаследованный характер, невелико (10—15% каолинита — постоянная примесь в бассейновых глинистых отложениях всего среднекаменноугольного разреза Большого Донбасса), так что оценить его структурное совершенство трудно, но морфологически он оформлен хорошо и определяется на электронных снимках по четким и достаточно крупным псевдогексагольным пластинкам. Хотя каолинит распространен в различных фациальных типах пород, структурная характеристика возможна только для мономинеральных образований, которые связаны или с глинами континентального генезиса, или с песчаниками аллювиального и дельтового типов. Все эти каолиниты характеризуются хотя и различной, но высокой степенью упорядоченности. В глинистых породах озерно-болотных фаций каолинит начал, вероятно, генерироваться еще в обводненной среде в стадию диагенеза, причем первичным материалом мог служить любой терригенный алюмосиликатный материал неустойчивый в кислой среде. Попавшие в осадок частицы

обломочного каолинита были, вероятно, центрами кристаллизации

Практически процесс образования каолинита в торфяниках близок процессу образования каолинита в гумидной коре выветривания, так как торфяники каменноугольного времени — это результат неоднократно возникающих гипергенных условий, при которых устойчивая кислая обстановка создавалась обилием гуминовых кислот. Способ образования каолинита в озерно-болотных глинистых отложениях относится к минеральному синтезу и трансформации.

Каолинит цементов в песчаных породах явно катагенетического генезиса и связан с синтезом из кислых богатых  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  растворов, в силу чего его концентрации и приурочены к проницаемым зернистым породам. Источник и время появления этих кислых вод в обычной щелочной среде катагенеза не совсем ясны. Их появление в алевро-песчаных породах связывают с выжиманием из вмещающих глин (Страхов, 1960; Carrigy, Mellon, 1964), однако в таком случае не всегда можно объяснить особенности распределения каолинитового цемента. Так, в ряде случаев он отсутствует, несмотря на то, что песчаники (алевролиты) ассоциируют в разрезе с лагунно-заливными, озерными и болотными глинами, формировавшимися в опресненных водоемах и богатыми органическим веществом. В породах угленосно-красноцветной формации, глины которой содержат пониженные количества органического вещества, каолинитовый цемент развит не менее чем в породах угленосной формации. Кроме того, и в угленосных формациях распространение каолинита в цементах лишено четкого фациального контроля.

Появление в щелочной среде катагенеза кислых вод может объясняться различными причинами. Во-первых, при частой смене фациальных обстановок, что свойственно условиям формирования параллических угленосных толщ Донецкого типа, время от времени в области седиментации устанавливается континентальный режим. Это может явиться причиной проникновения кислорода на большие глубины (до 1—1,5 км) и нарушить обычную геохимическую зональность подземных вод, что довольно часто наблюдается в современной зоне гипергенеза. Геохимия этого процесса в водоносных горизонтах изучена А. И. Перельманом (1965). Миграция кремнезема и глинозема осуществляется слабоминерализованными кислородсодержащими углекислыми инфильтрационными водами, а источником может быть неустойчивый обломочный материал.

Во-вторых, «покисление» поровых вод может быть связано и с генерацией углекислоты в глинах континентальных фаций, насыщенных реакционноспособным органическим веществом. Причем очаги каолинизации могли распространяться и за пределами континентальных отложений особенно в проницаемых песчаных породах. Таким образом, каолинит цементов и псевдоморфоз по обломочным зернам и органическим остаткам является аутигенным синтетическим каолинитом.

Разумеется, в случае перемыва и быстрого переотложения материала из каолинитовых кор выветривания могут образоваться свое-

образные каолинитсодержащие пески. При этом в осадок могут попасть и каолинизированные слюдяные чешуйки, близкие по размерам обломочным кварцевым зернам. Аллотигенный характер подобного каолинита определяется микроструктурными соотношениями между обломочными зернами различного размера, отсутствием явлений перекристаллизации и коррозии на контактах кварцевых зерен и каолинитового цемента и т. д. Генезис такого каолинита не отличается от генезиса любого терригенного материала, а его структурная характеристика соответствует характеристике каолинитов той коры выветривания, которая явилась их источником. Существующее геохимическое подобие каолинитов кор выветривания и перетолженных каолинитов (Köster, 1969) может в ряде случаев помочь установлению генетических связей. *Изменение каолинита* в терригенных отложениях связано прежде всего с его гидрослюдизацией. Этот процесс описан для ряда мощных разрезов терригенных пород (Коссовская, 1962; Логвиненко, 1957; Kulbicki, Millot, 1961). Отдельные чешуйки с двупреломлением 0,02—0,03 возникают в порах, заполненных каолинитовым цементом, начиная с глубины 1,5—2 км, кроме того, вокруг обломочных зерен развиваются каемки гидрослюдистого минерала. Можно наблюдать гидрослюдизацию ранее каолинизированных пластинок слюды, а на электронномикроскопических снимках — идиоморфные пластинчатые кристаллы, представляющие собой псевдоморфозы гидрослюды по каолиниту. Подобные вещи устанавливаются в аргиллитах антрацитовых районов, где каолинит улавливается и рентгеновским методом (см. табл. II, 6).

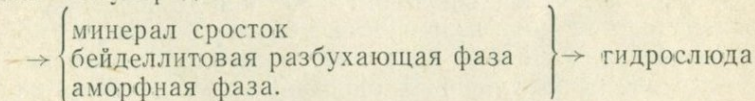
Механизм гидрослюдизации каолинита в щелочной среде катагенеза пока не ясен. Предполагается перестройка каолинита в гидрослуду путем формирования минералов-сростков (Коссовская, 1962), подобных предполагаемым минералам-сросткам стадийного преобразования мусковита в каолинит. Именно для этих промежуточных фаз предлагается сохранение термина «монотермит». Как установлено рядом работ (Русько, 1962; Логвиненко, Карпова и др., 1964), «монотермит», выделенный в свое время Д. С. Белянкиным в неогеновых глинах Украины, является механической смесью каолинита и диоктаэдрической гидрослюды, иногда интенсивной степени гидратации, поэтому этот термин не желателен.

В то же время так называемая «проблема монотермита» (Петров, 1958) продолжает привлекать внимание исследователей, так как природа гидратированных фаз в механических смесях каолинитовых минералов с другими глинистыми минералами, которые чрезвычайно часто встречаются в природе, до сих пор не ясна. При этом имеющийся фактический материал касается глинистых образований, практически лишенных щелочей, и речь идет о природе переслаивания выщелоченных гидратированных трехэтажных (монтмориллонит, бейделлит) и двухэтажных (каолинит, галлуазит, метагаллуазит) слоев силикатов. Однако даже в случае высокой методической тщательности (Shimoyama, Johns et al. 1969) пока

удается только устанавливать существование монтмориллонит-каолинитовых или монтмориллонит-галлуазитовых смесей, а не смешаннослойных образований той или иной степени упорядоченности. Привлекать же подобные примеры для объяснения обратного перехода каолинита в гидрослюда в щелочных условиях катагенеза, вероятно, разумнее всего с использованием монтмориллонита в качестве промежуточной фазы. Так, например, предполагается перестройка каолинита в гидрослюда с промежуточными фазами бейделлитового типа (Франк-Каменецкий, 1966). Согласно этой схеме, преобразование каолинитовых гексагонов начинается замещением их с периферии фазами монтмориллонитового (бейделлитового) типа. Затем новообразование приобретает дифракционную картину смешаннослойной фазы типа слюда — монтмориллонит, переходящей позднее в гидрослюда (слюда). Возможной является также аморфизация каолинита (или его растворение) и формирование новообразованной гидрослюды с уравниванием новой структуры катионами калия в межслоевых промежутках.

Достоверной трансформацией каолинита в терригенных отложениях является его деградация в обводненных осадках торфяных болот и озер. Каолинит приобретает качества неупорядоченного каолинита, причем нарушение упорядоченности связано с образованием сростков неупорядоченного и упорядоченного каолинита [грани фэйрклея (100) параллельны (110) и (1 $\bar{1}$ 0) каолинита (Oberlin, Tchoubar, 1960)].

В ряде случаев нарушение упорядоченности каолинита может привести к формированию разбухающих фаз бейделлитового типа. Деградация каолинита может быть связана не только с условиями диагенеза, но и с катагенетическими преобразованиями. Согласно экспериментальным данным (Франк-Каменецкий, 1966), гидростатическое давление способствует нарушению упорядоченности каолинита, а последнее в условиях катагенеза может способствовать последующей гидрослюдизации. Предполагается ряд: упорядоченный каолинит → неупорядоченный каолинит →



Генезис самой распространенной в терригенных отложениях группы — группы гидрослюд также разнообразен. Аллотигенный политип  $2M_1$  различной степени гидратации поступает в осадки всех фациальных типов при значительной роли на водосборах древних осадочных и метаморфических пород.

Хотя коры выветривания по осадочным породам изучены еще недостаточно, есть данные, позволяющие считать диоктаэдрический политип  $2M_1$  довольно стабильной модификацией в условиях гумидного и семигумидного климата (данные по современным почвам, результаты изучения коры выветривания каменноугольных и пермских пород Донбасса, юрских и триасовых пород Крыма) с некото-

рой тенденцией к образованию неупорядоченных смешаннослойных фаз, что связано с потерей щелочей. Деградация мусковитовых гидрослюдов, как и мусковита, является, вероятно, ограниченной (Дриц, Коссовская, 1964) и приводит к образованию в корах выветривания малоразбухающих неупорядоченных смешаннослойных образований типа слюда — монтмориллонит. Их широкое распространение наряду с политипом  $2M_1$  в терригенных глинистых отложениях, не подверженных процессам интенсивных вторичных изменений, может также являться доказательством образования этих разбухающих фаз еще в корах выветривания. Для терригенных отложений они главным образом аллотигенные. Однако вряд ли справедливо мнение Ж. Милло (1968), который считает невозможным отнести образования подобных фаз к трансформации гидрослюдов, так как изменения имеют место только в межслоевых промежутках. Изоморфная трансформация, которая обязательно сопровождается изменением химического состава, прежде всего затрагивает межслоевые промежутки. Обломочная гидрослюда попала в осадок деформированной, приобретая расплывчатость очертаний также и за счет адсорбционных свойств тонкодисперсных частиц.

Политип  $2M_1$  проявляет различную устойчивость в осадке. Сохраняясь в континентальных отложениях, он явно подвергается активной гидратации с нарушением структурного совершенства в обводненных болотных условиях, а при устойчивом бассейновом режиме резко гидратируется и иногда сопровождается (опресненные лагуны) новообразованием диоктаэдрического монтмориллонита. Синтетический характер такого монтмориллонита предполагается в силу невозможности закрепления калия необменно после щелочных обработок и получения стабильной структуры  $10\text{Å}$ . Ряд преобразований политипа  $2M_1$  выглядит следующим образом: гидрослюда (слюда) → смешаннослойные фазы, слюда — монтмориллонит (С—М) → аморфная фаза → монтмориллонит диоктаэдрический. В случае привноса в осадок Fe-Mg обломочного материала (вулканическое стекло, железистые слюды и гидрослюды) новообразованной фазой мог быть не диоктаэдрический монтмориллонит, а гидрослюда глауконитового типа. В силу неопределенности понятия «глауконит» трудно сформулировать однозначное предположение, однако фактический материал по аутигенной гидрослуде политипа  $1M$  позволяет предположить несколько схем:

1) Fe-Mg обломочный материал → аморфная фаза → монтмориллонит диоктаэдрический → смешаннослойные фазы слюда — монтмориллонит (С—М) → гидрослюда глауконитового типа ( $1Md \rightarrow 1M$ );

2) Fe-Mg обломочный материал → аморфная фаза → смешаннослойные фазы слюда — монтмориллонит и хлорит — монтмориллонит (С—М и X—М) → гидрослюда глауконитового типа ( $1Md \rightarrow 1M$ ).

Преобразование  $Al$  политипа  $1M$  в диоктаэдрический монтмориллонит через промежуточные смешаннослойные неупорядоченные фа-

зы при постепенном изменении щелочности раствора установлено для грузинских бентонитов (Ратеев, Градусов, 1970), генезис которых связан с гидротермальным преобразованием туфов андезит-трахитового состава. Вероятно, в природных условиях может неоднократно осуществляться взаимопереход политипа  $1M \rightarrow$  смешаннослойные фазы слюда — монтмориллонит ( $C-M$ )  $\rightarrow$  монтмориллонит, направленность которого зависит от конкретных фациальных обстановок или от термодинамических условий эпигенеза.

В условиях катагенеза и метагенеза проявляется прежде всего неустойчивость диагенетического политипа  $1M$  с большим содержанием магния, что может быть одновременно с переходом  $1M \rightarrow 2M_1$  причиной появления в глинистых породах триоктаэдрического хлорита.

Гидрослюда  $1M$  неоднозначна по составу. Можно утверждать, что наряду с глауконитовыми разностями ( $Mg-Fe-Al$  гидрослюды) встречаются  $Al$ -диоктаэдрические гидрослюды, генезис которых уже совсем не связан с фациальным типом породы (Карпова, 1965). Это не противоречит известным фактам о переменности состава так называемого глауконита, тем более теперь вопрос о его номенклатуре должен решаться на основе структурных данных, и вполне возможно, что после нового фактического материала термин «глауконит» будет использоваться только в групповом смысле, как в последнее время и термин «иллит».

Гидрослюды глауконитового типа характерны обычно для областей с низкой степенью изменения осадочного вещества.

Уменьшение «триоктаэдричности» аутигенной гидрослюды политипа  $1M$  устанавливается в направлении глина  $\rightarrow$  песчаник, а в проницаемых зернистых породах: сгустки и локальные выделения  $\rightarrow$   $\rightarrow$  порово-базальный цемент, что заставляет предполагать потерю магния гидрослюдой при процессах постседиментационного перераспределения вещества.

Можно предполагать, что при катагенезе железисто-магнезиальные диоктаэдрические гидрослюды становятся неустойчивыми, сменяясь глиноземистыми гидрослюдами и  $14\text{Å}$  хлоритом. Подобная трансформация прослежена для триоктаэдрических слюд (Коссовская, Дриц и др., 1963) и предполагалась для глауконита (Муравьев, 1962).

Гидрослюдистый аутигенез, однако, в основном происходит в постдиагенетические стадии в цементах, где состав поровых растворов благоприятствует синтезу гидрослюды  $1M$ , степень совершенства которой меняется с изменением пород.

Процесс мусковитизации гидрослюды наблюдается для политипа  $1M$  и  $2M_1$ . Двуслойный политип ( $2M_1$ ) после отложения изменяется по схеме:  $2M_1$  упорядоченный  $\rightarrow 2M_1$  неупорядоченный (диагенез, начальный катагенез)  $\rightarrow 2M_1$  упорядоченный (глубинный катагенез)  $\rightarrow 2M_1$  мусковит (метагенез). В метагенезе заканчивается переход политипа  $1M$  в  $2M_1$ , однако в ряде случаев при обилии не-

устойчивого материала в первичном осадке могут существовать условия, благоприятные даже для формирования политипа IM.

Образование монтмориллонита в терригенных породах может быть аллотигенным, трансформированным и синтетическим. Если идентификация монтмориллонитовых минералов сейчас даже в сложных смесях не представляет больших затруднений, то выяснение генезиса этой группы и ее генетических связей с другими минералами не всегда приводит к однозначному решению.

Явное уменьшение роли монтмориллонита в среднем карбоне, образование им сложных по составу механических смесей с другими глинистыми минералами, развитие в пестроокрашенных комплексах, наконец, характер монтмориллонита (диоктаэдрический, с двухвалентными катионами в поглощенном комплексе, с вариациями химического состава) свидетельствуют о его обломочном генезисе в глинистых породах, о поступлении в водоемы из почвенного слоя, развивающегося по осадочным породам.

Развитие монтмориллонита в глинистых пачках вместе с гидрослюдами различной степени упорядоченности свидетельствует о возможной диагенетической монтмориллонитизации диоктаэдрических гидрослюдов в щелочных условиях диагенеза, подобных щелочным условиям в корях выветривания.

По данным Э. А. Корнблюма (1966), например, почвенные преобразования глинистых минералов могут сопровождаться монтмориллонитизацией гидрослюдистой компоненты осадка, что приводит к появлению определенных структурных почвенных разновидностей («смытые почвы»). Это, по сути, процесс выветривания, при котором изменяется цветовая характеристика (наблюдается «оливизация»), связанная с переходом  $Fe^{+3}$  свободных окислов в октаэдрические позиции, с одновременной потерей  $K^{+1}$  и  $Mg^{+2}$ , с внедрением обменных катионов (Ca и Mg). Наряду с ферритизацией и силикатизацией глинистых пакетов 2:1 наблюдается гидратация ( $O^{+2} \rightarrow OH^{+1}$ ) и внедрение молекулярной воды. Наряду с сорбцией железа октаэдрической сеткой гидрослюдистых минералов происходит потеря калия, что отличает этот процесс от глауконитизации (Fe-глауконит). Любопытно, что в условиях лиманов Прикаспия, в противовес Волго-Ахтубинской пойме, наблюдается процесс регенерации гидрослюдов.

Концентрации монтмориллонита в глинистых породах характеризуются большими дисперсностью и распространением смешанно-слоистых фаз. Кроме того, монтмориллониты каменноугольных, триасовых и неогеновых глин не только содержат примесь свободного гётита, но в них происходит значительное замещение  $Fe \rightarrow Al$ , что связано непосредственно с корами выветривания. Генерация тонкодисперсных монтмориллонитов большей магнетиальности некоторых бассейновых, лагунных ( $C_1b$ ) и озерных ( $T_1$ ) зеленых глин связана, вероятно, с переработкой обломочного окисного железа и гидрослюдисто-монтмориллонитовой взвеси в диагенезе.

Монтмориллонитовые цементы образовались в результате син-

теза слабощелочных поровых растворов в начальном катагенезе. Несмотря на некоторую связь с измененным обломочным материалом (гидратированные обломочные слюды, хлоритизированные обломки, агрегатные реликты с переменными оптическими свойствами в цементе), надо полагать обязательной стадией аморфизации исходного продукта перед кристаллизацией монтмориллонитовых минералов. Генерация более магнезиальных диоктаэдрических монтмориллонитов связана или с цементами граувакковых песчаников, где источником магния является обломки вулканических пород основного состава, или с более щелочным характером постседиментационных поровых вод формации аридных равнин. В термодинамических условиях начального катагенеза при повышенных концентрациях магния в поровых растворах его избыток связывается в решетку палыгорскита, триоктаэдрического хлорита или гидрослюды политипа 1M(?).

Была сделана попытка проверить генетическую природу диоктаэдрических монтмориллонитов из каменноугольных отложений Донбасса, применив различную обработку (Walker, 1958; Weaver, 1958).

Однако получить стабильную структуру 10А фазы не удалось. Ч. Вивер объясняет такое явление образованием монтмориллонита по хлориту или неслюдистому материалу, считая, что стабильную структуру 10А можно получить только в случае образования монтмориллонита по слюдам. В нашем случае близость монтмориллонитов к слюдистому материалу проявляется очень часто, и в шлифах можно наблюдать переход обесцвеченной железистой слюды в агрегат монтмориллонитового типа. Возможно, любому образованию монтмориллонита предшествует стадия аморфизации исходного продукта в коре выветривания, в диагенезе и катагенезе. В этом случае соображения Вивера справедливы. Таким образом, отсутствующие стремления к стабильности структуры при обработках не всегда можно объяснить генетическими связями монтмориллонита именно с вулканическим пепловым материалом.

Генетические типы диоктаэдрических монтмориллонитов из терригенных отложений связаны с корами выветривания по более древним, чаще осадочным породам и с постседиментационной переработкой обломочных гидрослюд и вулканогенных обломков пород. При интенсивной гидратации гидрослюд и слюд в осадке или в породе монтмориллонит мог возникать уже после частичной аморфизации исходного продукта. В ряде случаев при слабо щелочном или нейтральном режиме катагенетических растворов возможен синтез монтмориллонита в поровых пространствах.

Состав синтетических монтмориллонитовых фаз стадии диагенеза и начального катагенеза в осадочных породах подвержен довольно большим изменениям, однако наиболее распространены именно диоктаэдрические маломagneзиальные монтмориллониты переменной железистости. Монтмориллониты диоктаэдрического

типа испытывают изменение по разрезу, переходя в катагенезе в смешаннослойную фазу, а затем в гидрослюду  $10\text{Å}$ .

Гидрослюдизация монтмориллонита связана с неоднократно описанной в литературе и проверенной экспериментально «фиксацией» калия в межслоевых позициях сначала в обменной форме, а затем с потерей обменных свойств.

Она должна сопровождаться потерей кремнезема, так как калий, закрепляющийся необменно, уравнивает те избыточные заряды, которые возникают при замещении алюминием кремния в тетраэдрах.

*Триоктаэдрические хлориты* терригенных пород являются синтетическими образованиями стадий диагенеза и начального катагенеза и подвержены магнезиальной изоморфной и полиморфной трансформации при дальнейших стадиях изменения. Хлориты частично являются результатом трансформации в катагенезе (и метагенезе) гидрослюды типа глауконита, а хлориты более крупных фракций терригенных пород (песчаная, алевритовая, крупнопелитовая) представляют собой типичный аллотигенный материал.

Наибольший интерес представляют аутигенные хлориты осадочных пород, которые, как оказалось, действительно принадлежат различным политипам одной и той же триоктаэдрической группы. Первоначальная идентификация хлоритов была произведена на основании химизма, оптических и термических свойств. Оказалось возможным наблюдать непрерывный ряд хлоритов от железистого диагнетического шамозита до магнезиально-железистых хлоритов (тюрингит — афросидерит — рипидолит) различных стадий изменения осадочных пород. Кроме того, среди  $7\text{Å}$  хлоритов диагенеза и начального катагенеза были обнаружены хлориты различной степени железистости, так, например, септохлорит батских песчаников Донбасса оказался железистым септохлоритом, а септохлорит келловейских известняков Крыма — более магнезиальным.

Работами Нельсона и Роя (Nelson, Roy, 1958) доказан переход септохлоритов в  $14\text{Å}$  нормальные хлориты при более высоких температурах и давлениях водяного пара, кроме того, ими синтезирован непрерывный ряд триоктаэдрических магнезиальных хлоритов состава амезит — пеннин. Нельсон и Рой распространяют полученные ими полиморфные и изоморфные соотношения и на железистые хлориты.

$14\text{Å}$  нормальные хлориты были обнаружены в каменноугольных отложениях различной степени изменения, однако ряд хлоритов сохранял полное сходство с  $7\text{Å}$  хлоритами кроме дополнительного рефлекса  $14\text{Å}$ , а ряд хлоритов отличался от септохлоритов по рентгенограммам. Окончательное выделение полиморфных модификаций (политипов) оказалось возможным при использовании тех рекомендаций, которые содержатся в работах Брауна и Бейли. Из четырех политипов хлоритов, установленных ими в природных образованиях,

в терригенных породах удалось фиксировать три политипа, два из которых сменяют друг друга по разрезу, будучи в то же время приурочены к участкам различной интенсивности постседиментационных изменений.

Все хлориты оолитов (мезозой Донецкого авлакогена и Крыма) оказались железистыми септохлоритами. Анализ интенсивностей рефлексов *hol* и сам набор отражений позволил отнести их к ортогексагональным хлоритам *Ib*. Это соответствует данным, имеющимся в литературе по структурным исследованиям шамозитов и лептохлоритов. Это типичные диагенетические минералы. Их возникновение в осадке связано с синтезом при наличии в растворе окислов железа и кремне-глиноземистого материала. Реликты септохлорита установлены также в цементах мезозойских оолитовых и палеозойских песчаников, находящихся на стадии начального катагенеза вместе с  $14\text{Å}$  хлоритами.

$14\text{Å}$  хлориты цементов верхне- и среднекаменноугольных песчаников с глубин 1000—3000 м Днепровско-Донецкой впадины относятся к ортогексагональному политипу *Ib*. В пределах этого политипа наблюдается рост магнезиальности хлорита вниз по разрезу. Породы с хлоритом этого типа находятся на стадии начального катагенеза. К политипу *Ib*,  $\beta=90^\circ$  относится хлорит, цементирующий оолиты в юрских породах.

Политип *Ib* с моноклинной ячейкой установлен только один раз — в битумонасыщенных алевролитах платформенного верхнего карбона. Браун и Бейли особенностью этого политипа считают малое замещение кремнезема алюминием в тетраэдрах. Причины возникновения и устойчивости его на стадии начального катагенеза установить пока не представляется возможным.

Необходимо отметить, что вследствие диффузности дебаеграммы хлоритов, отнесенных к политипам *Ib*, индифференцирование проводилось на основе моноклинной и ромбической ячеек. Для ряда образцов, представляющих собой, по-видимому, смесь нескольких хлоритов, вопрос о структурной принадлежности не решен. Обычно, это образцы из цементов с очень низкой степенью кристалличности.

Несмотря на ограниченный выбор материала, можно считать, что для низкотемпературного осадочного процесса характерны нерегулярные однослойные хлориты структурных типов *Ib*, предложенные в последнее время. По способу образования хлориты этих структурных политипов, как правило, возникают при трансформации  $7\text{Å}$  хлоритов, однако для политипа *Ib*,  $\beta=90^\circ$  вполне допустим и синтез в цементах при соответствующих составах поровых растворов.

Наиболее распространенный аутигенный политип *Ib* (моноклинный), являющийся стабильной модификацией, распространен в породах различного генезиса, состава, но свойствен всегда высокой степени изменения осадочных пород. У этих  $14\text{Å}$  хлоритов наблюда-

ется увеличение магнезиальности по сравнению с  $14\text{\AA}$  хлоритами предыдущего типа, что позволяет предположить трансформацию с увеличением магнезиальности в щелочной среде катагенеза. Однако с кристаллохимических позиций объяснить устойчивость политипа *Ib* и его переход в политип *Ib* без разрушения структуры трудно. Вероятно, наиболее обычным способом формирования нового хлоритового политипа *Ib* является формирование его из аморфной фазы при неустойчивости предыдущих хлоритовых политипов в определенных *PT*-условиях, а химическая трансформация с ростом постепенной магнезиальности хлоритового моноклинного политипа в пределах одной структуры, безусловно, достоверна.

Безусловно аутигенным и синтетическим является генезис в терригенных породах палыгорскита. В цементах пористых пород аридных формаций палыгорскит образует или агрегаты идиоморфных кристаллов, или формирует парагенетические ассоциации с магнезиальным диоктаэдрическим монтмориллонитом и кальцитом. Аналогичные парагенетические соотношения, но с примесями обломочных гидрослюдов, характерны и для третичных бентонитовых глин с палыгорскитом, где проявляется более тесная связь новообразованных магнезиально-силикатных фаз с неустойчивым обломочным материалом в бассейновых условиях.

В связи с образованием парагенетической ассоциации палыгорскит — монтмориллонит диоктаэдрический может, вероятно, обсуждаться различная роль магния при синтезе и трансформации слоистых и псевдослоистых силикатов. В случае преобразования в осадке неустойчивого пеплового Fe-Mg материала создается ассоциация триоктаэдрический монтмориллонит → корренсит → триоктаэдрический хлорит, где триоктаэдрический монтмориллонит является метастабильной фазой. Взаимодействие магнезиальных поровых растворов с диоктаэдрическими аллотигенными монтмориллонитами приводит к изменению характера монтмориллонита (изменение ди-триоктаэдричности), что устанавливается и экспериментально (Франк-Каменецкий, 1969), но вместо триоктаэдрического монтмориллонита формируется палыгорскит.

Генезис смешаннослойных образований так же, как и всех глинистых минералов в терригенных породах, не может быть однозначным. Наибольшее распространение имеют смешаннослойные образования диоктаэдрической породы типа слюда—монтмориллонит. Распространены они в различных типах пород по составу и степени дисперсности. Встречаются всегда в смеси с другими глинистыми минералами, но чаще всего с гидрослюдой диоктаэдрического типа. Несмотря на различную степень гидратации, содержание разбухающих слоев, как правило, не превышает 40% даже в тех частях разреза, породы которых находятся всего лишь на стадии начального эпигенеза.

Судо (Sudo, 1964), описывая смешаннослойные минералы Японии, считает, что нерегулярные переслаивания типа гидратирован-

ного иллита (гидрослюда — иллит) могут быть как вторичного, так и первичного генезиса (синтеза). Вторичный генезис предполагает последовательное выщелачивание слюдистого или гидрослюдистого минерала, что приводит к образованию «гибридных» кристаллов. Однако, объясняя, таким образом, возникновение смешаннослойных упорядоченных (Rg) и неупорядоченных (Rm) фаз в гидротермах, Судо при описании их в осадочных породах (меловые, палеоген-неогеновых отложений) прибегает к концепции Клебера, по которому смешаннослойные кристаллы могут возникнуть синтетическим путем (первично) на границе двух кристаллов при процессах дислокации и адсорбции. По Судо, решение вопроса о первичном или вторичном генезисе смешаннослойных фаз в осадочных породах — задача ближайшего будущего. Вероятно, возможен и тот и другой генетические типы.

В нашем случае трудно прийти к определенному мнению относительно генезиса смешанных кристаллов I типа, однако более вероятной кажется связь их с диоктаэдрическим рядом слюда — гидрослюда — монтмориллонит. Возникновение промежуточной аморфной фазы не обязательно. Так как гидратированные формы могли возникнуть в коре выветривания, в диагенезе, и в катагенезе, то в нашем случае нет какой-то стадийной или фациальной привязки для этих смешаннослойных фаз. В катагенезе они могут быть связаны с монтмориллонитом, постепенное исчезновение которого идет через смешаннослойные формы.

Независимо от узкой генетической принадлежности, условия начального и позднего катагенеза ограничивают степень гидратации этих образований, что и связано с очень большой распространенностью в осадочных породах именно смешаннослойных фаз 11—12А. Возможно, дальнейшая гидратация приводит сначала к разрушению структуры, а потом уже к генерации монтмориллонита. Дегидратацию монтмориллонита с образованием подобных фаз на конкретных образцах установить трудно, хотя механические смеси гидрослюда — монтмориллонит — смешаннослойная фаза 11—12А встречаются очень часто. Есть все основания предполагать двойственную природу смешаннослойных образований в осадочных формациях: аллотигенную и аутигенную. При аутигенном способе возможен как синтез, так и непосредственная связь с первичными обломочными элементами. В обоих случаях вряд ли состав реликтов обломочных фаз — основных поставщиков материала — идентичен составу смешаннослойных образований.

При синтезе из поровых растворов стимулирующее действие могут оказывать катионы. Так, экспериментально установлено влияние кальция при образовании упорядоченных смешаннослойных фаз (Франк-Каменецкий, 1969), что наблюдается и в природных образцах. Упорядоченные смешаннослойные образования с  $d'_{001} = 22—24\text{Å}$  свойственны глинистым отложениям континентального типа (C<sub>1</sub>, T), где образуют парагенетические ассоциации с каолинитом и Al-

монтмориллонитом, в поглощенном комплексе которого преобладает кальций.

Существуют природные условия, в которых содержание натрия в составе глинистых минералов повышено (до 4,5—6%  $\text{Na}_2\text{O}$  от 8—9% суммы щелочей). Обычно это или глубинные горизонты Днепровско-Донецкой впадины, или участки прикуполовых дислокаций, или антрацитовые районы Донбасса. Самостоятельные фазы гидрослюда парагонитового типа наряду с мусковитовым устанавливаются по разрешению базальных рефлексов только для донецких образцов, в то же время образцы Днепровско-Донецкой впадины характеризуются монтмориллонит-гидрослюдистым составом с неупорядоченными смешаннослойными фазами типа слюда — монтмориллонит, а при гидрослюдистом составе минеральная фаза может быть отнесена к браммалиту. Можно полагать, что экспериментально полученный ряд неупорядоченный смешаннослойный Na-минерал → слюда — монтмориллонит → браммалит → парагонит (Франк-Каменецкий, 1969) реален и для природных условий.

Таким образом, генезис глинистых минералов в терригенных отложениях может быть различным и почти всегда в той или иной степени несет признаки постседиментационного влияния. Типичные аутигенные глинистые парагенезы связаны с глинистыми болотными, озерными и некоторыми бассейновыми (лагунные, морские) отложениями. Аутигенные парагенезы в пористых породах — обычное явление, причем, если на стадии катагенеза происходит основное образование глинистых минералов в цементах, то на стадии метагенеза все глинистые парагенезы как в пористых, так и в глинистых породах, надо считать трансформированными, преобразованными. Генезис каждого конкретного глинистого минерала определяется физико-химическими параметрами, т. е. материалом и энергией, но условия его существования в природе характеризуются более широкой *PT*-областью.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ГЛИНИСТЫЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ РЯДЫ В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Глинистые минералы терригенных пород принадлежат ограниченному числу минеральных видов, однако преобладание глинистых минералов и определенные пределы их устойчивости создают в мощных осадочных толщах определенные минеральные ряды. Членами являются не только отдельные минеральные виды, но и представители одной минеральной группы, отличающиеся друг от друга деталями структуры или химизма.

Образуя с другими минералами ассоциации, которые контролируются фаціальными условиями, типами обломочного материала и формаций, члены минеральных рядов одновременно являются критическими минералами парагенетических ассоциаций постседиментационного изменения. Каждый член минерального ряда является индикатором конкретного этапа постседиментационного изменения, а сами минеральные ряды свидетельствуют об постседиментационной эволюции осадочных пород.

Минеральные постседиментационные ряды наиболее распространенных терригенных пород с ограниченным влиянием вулканогенного материала представлены триоктаэдрическими и диоктаэдрическими слоистыми силикатами. Ряд триоктаэдрических слоистых силикатов выглядит следующим образом:  $7\text{Å Fe}$  шамозит  $\rightarrow 14\text{Å Fe}$  хлорит,  $Ib, \beta=90^\circ \rightarrow 14\text{Å Mg-Fe}$  хлорит,  $IIb, \beta=97^\circ \rightarrow 14\text{Å Fe-Mg}$  хлорит,  $IIb, \beta=97^\circ$ .

Шамозит, обладающий  $7\text{Å}$  структурой каолинового типа, по мнению Г. Бриндли (1961—1965), не принадлежит хлоритовой группе. Ему свойственны неупорядоченность структуры и изоморфные замещения в тетраэдрической и октаэдрической позициях. В природных условиях  $7\text{Å}$  шамозит устанавливается в оолитах железисто-оолитовых или сидеритовых формаций, где образует парагенетические ассоциации с сидеритом и гётитом в условиях диагенеза. Причиной крайней неустойчивости этого минерала в природных условиях и при лабораторном анализе является одновременное присутствие двухвалентного и трехвалентного железа и сравнительная легкость окисления шамозита. Предложенный механизм окисления

шамозита может иметь место и при отсутствии атмосферного кислорода (Бриндли и др., 1962) и одновременно сопровождаться дегидратацией. Этим, вероятно, и объясняется очень часто наблюдаемое образование каолинита и гётита по шамозитовым оолитам в позднем диагенезе — катагенезе.

Однако в ряде случаев материал железистых оолитов может содержать две фазы, которые идентифицируются как  $7\text{Å}$  моноклинная фаза каолиновой структуры и  $14\text{Å}$  ортогональная фаза хлоритовой структуры. Более четко последовательное формирование  $7\text{Å}$  шамозита и  $14\text{Å}$  хлорита наблюдается при хлоритовой катагенетической цементации оолитов. Слоистый силикат, цементирующий шамозитовые оолиты ( $J_2bt$  Донбасс и Днепроовско-Донецкая впадина) представлен или  $14\text{Å}$  хлоритовым политипом  $Ib$ ,  $\beta=90^\circ$ , или в ряде случаев диоктаэдрическим монтмориллонитом. Таким образом, можно предполагать преемственность  $7\text{Å}$  моноклинного шамозита и  $14\text{Å}$   $Fe$  ортогонального хлорита, хотя механизм перехода неясен. Так как  $14\text{Å}$   $Fe$  хлорит, цементирующий оолиты, явно синтезирован из поровых растворов, можно считать, что он формировался в слабощелочных условиях начального катагенеза при интенсивном растворении обломочного и диагенетически-аутигенного материала.

Однако перестройка двухслойной структуры  $Fe$  шамозита в оолитах с одновременной потерей железа в хлоритовую ортогональную структуру (трехслойный пакет и бруситовый слой) предполагается также и через фазу неупорядоченных смешаннослойных образований (Бриндли и др., 1962). Хлоритовый политип  $Ib$ ,  $\beta=90^\circ$ , принадлежащий также триоктаэдрической группе, формируется и в цементях песчаников полимиктового состава. Идентификация его возможна только в случае довольно редких концентраций в отложениях платформенного или субплатформенного типа, причем при увеличении мощности осадочной толщи химический состав этого хлоритового политипа изменяется. Хлорит приобретает большую магнезиальность, сопровождаясь агрегатными и игольчатыми скоплениями гётита. Подобное явление установлено в разрезе каменноугольных отложений Днепроовско-Донецкой впадины на глубине 4000 м.

Формирование железистого хлоритового политипа  $Ib$ ,  $\beta=90^\circ$  наблюдается и по стеклу триасовых вулканогенно-осадочных отложений Сибирской платформы, где он образует парагенетические ассоциации с гидрослюдой  $IM$  и гейландитом. Наиболее распространенный в природных условиях моноклинный политип  $IIb$ , являющийся стабильной модификацией, характерен как аутигенное образование для стадий интенсивного преобразования осадочных пород, для метаморфических пород и гидротермальных образований. Крустификационные  $IIb$  цементы в полимиктовых и вулканогенно-осадочных

породах характерны для глубинного катагенеза и метабенеза геосинклинальных районов. Механизм перехода  $Ib, \beta = 90^\circ \rightarrow IIb, \beta = 97^\circ$  не ясен, однако устойчивость моноклинного хлорита и его распространенность являются косвенными доказательствами возможности этого перехода. Очевидно, имеет место не трансформация и не структурный переход, а разрушение метастабильной фазы (аморфизация, неупорядоченное состояние, раствор) и образование устойчивого хлоритового политипа. Данные химизма этих двух политипов свидетельствуют, кроме того, в пользу повышенной магнезиальности моноклинных хлоритов. Согласно литературным данным, моноклинный хлорит может образовываться и по  $7\text{\AA}$  шамозиту оолитов

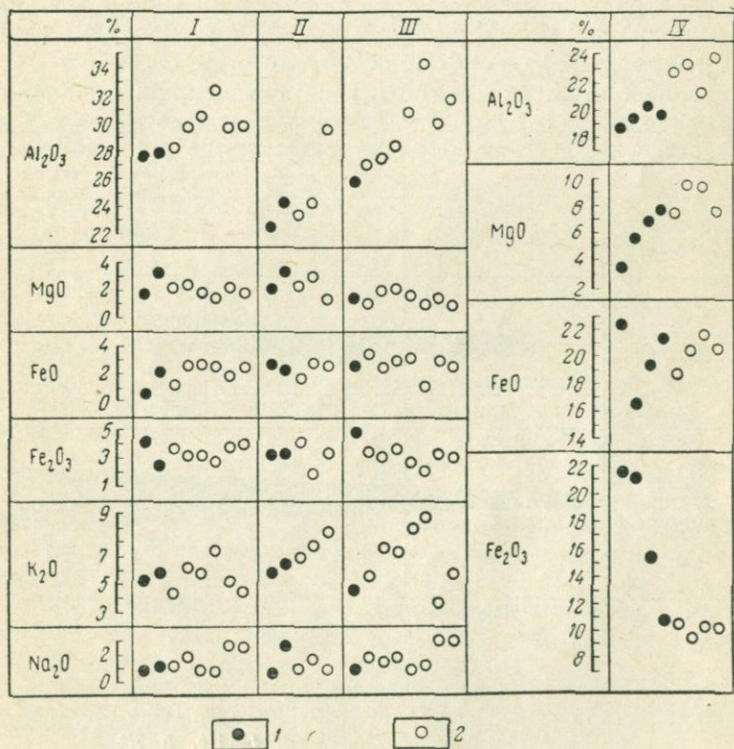


Рис. 23. Зависимость химического состава глинистых минералов от интенсивности постдиагенетических процессов  
 1 — из Днепровско-Донецкой впадины, 2 — из Донецкого бассейна; I — 1M политип; II — 2M<sub>1</sub> политип; III — 1M + 2M<sub>1</sub>; IV — хлориты

(Браун, 1965). Это встречается в ааленских железисто-терригенных отложениях Северного Кавказа.

Разумеется, материал не всегда позволяет структурные определения хлоритов, однако изменения химизма при замещении железа

магнием наблюдается в осадочных сериях часто (рис. 23). Кроме хлоритового ряда каменноугольных отложений Большого Донбасса подобный ряд для моноклинных хлоритов установлен в каменноугольных отложениях Северного Кавказа. Изменение состава хлоритов с уменьшением отношения  $\frac{Fe}{Fe + Mg}$  от 0,6 до 0,4 в пермотриасовых отложениях Мангышлакского Каратау при увеличении мощностей от 1 до 6 км (глубинный эпигенез → начальный метагенез) установлено В. А. Дрицем и В. И. Муравьевым (доклад на симпозиуме по исследованию глин, Алма-Ата, 1968). Достоверными являются как смена политипов, так и изоморфная трансформация (рис. 24).

Ряд диоктаэдрических слоистых силикатов выглядит следующим образом: политип 1Md (Mg—Fe—Al) → 1M (Mg—Fe—Al) → 1M(Al) → 2M<sub>1</sub> (гидрослюда) → 2M<sub>1</sub> (слюда).

Аутигенный политип 1M (1Md) с повышенным содержанием магния и железа — глауконит — формируется еще в стадию диагенеза вместе с шамозитом, образуя стяжения в различных типах

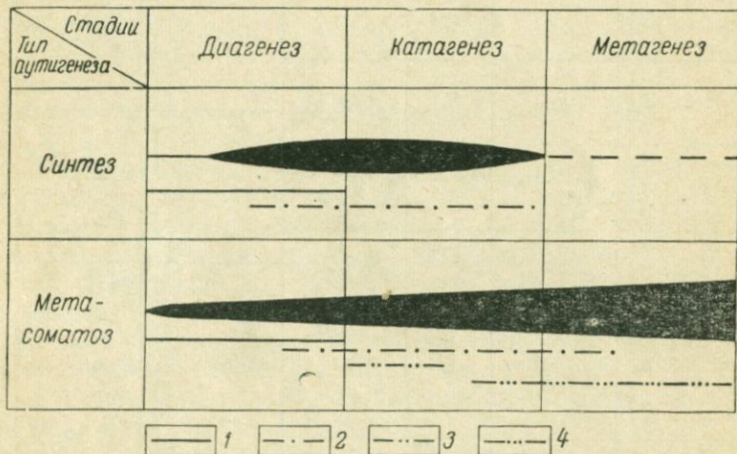


Рис. 24. Схема распространения некоторых хлоритовых политипов на различных стадиях осадочного процесса. Типы хлоритов:

1 — 7Å; 2 — 1b, β=90°; 3 — 1b, β=97°; 4 — 11b, β=97°

осадков или локальную цементацию в пористых осадках. Глауконит или гидрослюда глауконитового типа — образование метастабильное, причем в зависимости от конкретных условий в постдиагенетическую стадию глауконит может превратиться в агрегат гидроокислов и окислов железа или трансформироваться в силикатные слоистые фазы, обедненные магнием и железом. Последнее характерно для щелочных условий катагенеза.

Псевдоморфозы новообразованных силикатных фаз по стяжени-

ям бывшего глауконита можно обнаружить в терригенных отложениях платформенного и субгеосинклинального типов. Обычно — это смесь маложелезистой диоктаэдрической гидрослюды (слюды)  $1M$  и  $14\text{\AA}$  фазы хлоритового типа. В. И. Муравьевым (1962) появление хлоритового рефлекса с  $d_{001} = 14\text{\AA}$  было фиксировано уже на первом этапе преобразования биотита в глауконит, а глаукониты мезозоя Днепровско-Донецкой впадины также содержат примесь  $14\text{\AA}$  фазы. По всей вероятности, освобождающееся железо и магний могут связываться в решетку триоктаэдрического хлорита как при разрушении биотита, которое сопровождается синтезом глауконита, так и при дальнейшей трансформации глауконита. В катагенезе этот процесс постепенно приводит к так называемой «серицитизации» глауконита. Переход Fe-Mg политипа  $1M$  в  $Al$  политип  $2M_1$  с образованием магнезиального хлорита (джефферизита) можно наблюдать в вулканогенно-терригенных отложениях при интенсификации постдиagenетических изменений. Вероятно, при переходе  $1M \rightarrow 2M_1$  происходит структурная и химическая трансформации, так как высокотемпературный политип в осадочных породах обеднен железом и магнием; сопровождается эта гидрослюдистая трансформация новообразованием Fe-Mg хлорита.

Формирование аутигенного политипа  $2M_1$  может быть связано не только с трансформацией политипа  $1M$ . Стабильная в условиях метагенеза и начального метаморфизма модификация  $2M_1$  может формироваться при синтезе за счет разрушающегося каолинита и любого метастабильного материала, а взаимодействие твердых гидрослюдистых новообразованных фаз со щелочными растворами метагенеза приводит к постепенной мусковитизации гидрослюды (рис. 25) (см. табл. II, 4).

Кроме обычного увеличения роли щелочей в составе диоктаэдрических гидрослюд в районах интенсивных вторичных изменений устанавливается изменение состава щелочей. Иногда это сопровождается появлением дополнительной фазы парагонитового типа. Таким образом, имеет место постседиментационная эволюция (рис. 26) диоктаэдрических гидрослюд в пределах крупных регионов, которая носит как структурный ( $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$ ), так и изоморфный характер ( $H_2O \rightarrow K^{+1}$ ;  $Mg^{+2} \rightarrow Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3} \rightarrow Al^{+3}$ ;  $K^{+1} \rightarrow Na^{+1}$ ).

Ряд устойчивости  $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$  для диоктаэдрических слюд (гидрослюд) не противоречит существующим экспериментальным данным, хотя первые две модификации, вероятно, должны рассматриваться, как метастабильные. В природных условиях, однако, они встречаются чаще, чем их определяют, что объясняется трудностями идентификации смесей.

Ряд постседиментационного изменения минералов каолинитовой группы установлен в осадочных породах В. Д. Шутовым (1966). Аллотигенный каолинит, поступающий из областей водосбора, испытывает структурные изменения различного знака в зависимости

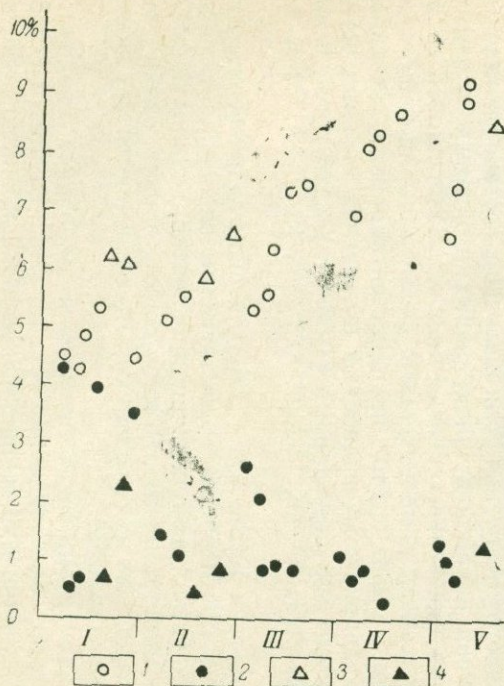


Рис. 25. Содержание щелочей в гидрослюдах каменноугольных терригенных отложений  
 Политип 2M<sub>1</sub>: 1—K<sub>2</sub>O; 2—Na<sub>2</sub>O; политип 1M: 3—K<sub>2</sub>O; 4—Na<sub>2</sub>O. I—Днепро-Донецкая впадина; II—Северо-Запад и Север Донбасса; III—антрацитовые районы Донбасса; IV—юго-восточное продолжение Донбасса; V—Предкавказье и Северный Кавказ

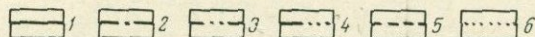
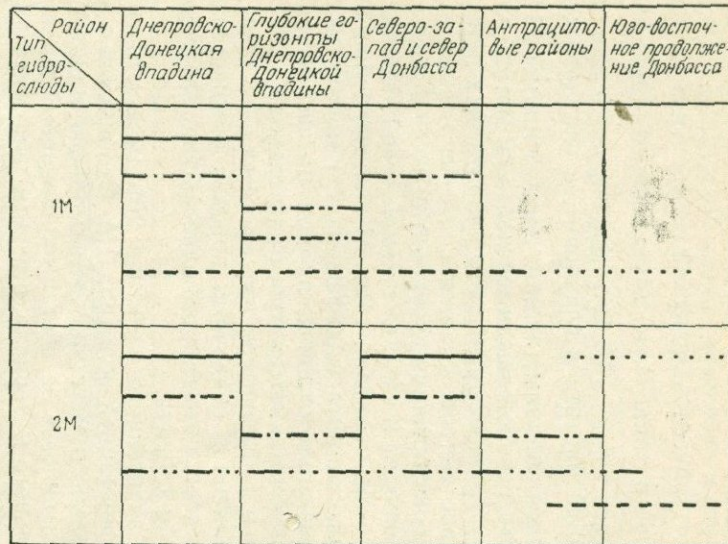


Рис. 26. Схема распространения политипов 2M<sub>1</sub> и 1M в терригенных отложениях Большого Донбасса  
 1—обломочная; 2—«гидратированная» с замещением H<sub>2</sub>O → K<sup>+</sup>; 3—с замещением Na<sup>+</sup> → K<sup>+</sup> до парагонита (браммалита); 4—изометричная; 5—удлиненно-пластинчатая; 6—мусковит (парагонит)

от фациальных седиментационно-диагенетических условий. Он становится более упорядоченным в кислой среде континентальных водоемов и менее упорядоченным — в щелочной среде бассейнового типа. При постдиагенетических изменениях каолинит в поровых пространствах континентальных песчаников приобретает сначала высокую степень упорядоченности, затем образует сростки с диккитом и переходит в диккит в замкнутых интерстициях. Наблюдается также переход каолинита в накрит при дислокационном эпигенезе.

Ряд постдиагенетического изменения минералов каолиновой группы выглядит, по В. Д. Шутову, следующим образом:

каолинит → каолинит упорядоченный  $\begin{matrix} > \text{---} \rightarrow \text{диккит} \\ > \text{---} \rightarrow \text{накрит} \end{matrix}$

Однако в природных условиях существует иной ряд изменения каолинита. Он установлен в угленосных полифациальных отложениях Большого Донбасса и Северного Кавказа, где обломочный материал является полимиктовым и олигомиктовым. Каолинит глинистых пород любых генезиса и первичной структурной характеристики приобретает более упорядоченную структуру в глубинном катагенезе, в то же время сингенетичный каолинит поровых пространств в песчаных породах, формирующийся в благоприятных условиях для роста кристаллов, характеризуется упорядоченной структурой уже на стадии начального катагенеза. Для каолинита глинистых пород и цементов существенно региональным процессом минеральной переработки является его гидрослюдизация ( $2M_1$ ). Она начинается в поровых пространствах в глубинном катагенезе, а в метакатагенезе распространяется на все типы пород. В песчаниках, в которых процессы формирования новых минеральных фаз при активности поровых растворов идут очень быстро, какие-либо явления, связанные с появлением метастабильных промежуточных фаз, наблюдать трудно. В глинистых же породах при затрудненной фильтрации на стадиях глубинного катагенеза и метакатагенеза фиксируются реликты неупорядоченного каолинита. Разупорядоченность, за которой следует разрушение структуры каолинита (аморфизация или переход в раствор), подтверждается для условий повышенных давлений и температур экспериментальными данными (Франк-Камецкий и др., 1969).

Разумеется, гидрослюдизация (1M) каолинита может происходить и при низких температурах (до  $200^\circ$ ) в присутствии щелочных растворов и это также фиксируется экспериментально.

Можно, таким образом, полагать эволюционный ряд каолинит → неупорядоченный каолинит → аморфизация → гидрослюда (1M или  $2M_1$ ) реальностью при постдиагенетических преобразованиях терригенных пород, а *PT*-условия гидрослюдизации — различными в зависимости от формирования политипа 1M или  $2M_1$ .

В природных условиях пока не улавливается та тенденциозность в образовании политипов слюд, которая предполагается, согласно

экспериментальным данным, когда политип  $2M_1$  формируется по диккиту и галлуазиту в присутствии хлорида калия ( $P=900 \text{ кг/см}^2$ ,  $T=500^\circ$ ), а в аналогичных условиях по каолиниту формируется политип  $1M$  (Франк-Каменецкий и др., 1969). Приходится только признать, что сам переход  $1M \rightarrow 2M_1$  может пройти незамеченным при анализе тонкодисперсного материала мощных разрезов и устанавливается обычно статистически по преобладанию того или иного поли типа.

Минералами, весьма чувствительными к любым изменениям среды минералообразования, являются минералы группы монтмориллонита. Образуясь в диагенезе — начальном катагенезе или попадая в осадок из монтмориллонитовых почв и кор выветривания, монтмориллониты диоктаэдрической группы в дальнейшем испытывают дегидратацию, перекристаллизацию и гидрослюдизацию с закреплением калия в межслоевых промежутках необменно. Механизм преобразования диоктаэдрического монтмориллонита с кристаллохимических позиций рассмотрен В. Д. Шутовым, В. А. Дрицем и В. А. Сахаровым (1966) на примере угленосных отложений Караганды, содержащих пирокластический материал кислого и среднего состава.

Переход монтмориллонита в гидрослюду совершается постепенно через промежуточную смешаннослойную фазу слюда — монтмориллонит типа ректорита — аллевардита, а эволюционный минеральный постдиагенетический ряд, установленный в разрезе, выглядит следующим образом: монтмориллонит  $\rightarrow$  монтмориллонит + аллевардит  $\rightarrow$  аллевардит + гидрослюда  $\rightarrow$  гидрослюда (слюда). Подобный эволюционный ряд, вероятно, значительно распространен, но его промежуточные звенья могут устанавливаться только при достаточно медленном процессе постдиагенетических преобразований. В пористых средах обычно фиксируются конечные члены этого ряда.

Эволюционные минеральные ряды, связанные с трансформацией магнезиальных минералов, практически еще не изучены, а триоктаэдрический монтмориллонит фиксируется в осадочных породах чрезвычайно редко. Чаще других Mg-силикатов в осадочных породах устанавливается палыгорскит, реже — сепиолит, генезис которых связан с синтезом из поровых растворов (катагенез) или иловых вод (диагенез), причем встречаются эти силикаты в парагенетической ассоциации с диоктаэдрическим монтмориллонитом.

На примере триасовых отложений Европы и Африки установлен эволюционный ряд минералов триоктаэдрической группы: монтмориллонит триоктаэдрический  $\rightarrow$  неупорядоченная смешаннослойная фаза хлорит — монтмориллонит  $\rightarrow$  корренсит (упорядоченная смешаннослойная фаза хлорит — монтмориллонит)  $\rightarrow$  хлорит триоктаэдрический (Lucas, 1962).

Генетическая интерпретация этого эволюционного ряда, принадлежащая Ж. Люка, касалась стадии диагенеза — начального катагенеза, когда обломочная диоктаэдрическая гидрослюда (иллит) преобразовывалась в различные Mg-силикаты в зависимости

от фациального профиля эвапоритового бассейна. Наиболее интенсивная переработка соответствовала его центральным частям. Однако наряду с фациально-диагенетической интерпретацией ряда Mg-силикатов Ж. Люка дает схему изменения состава глинистых минералов по разрезу, где  $14\text{\AA}$  фазы в нижних частях километрово-го разреза уступают место  $10\text{\AA}$  фазам. Эта трансформация «во времени» интерпретируется Ж. Милло (1968) как смена механической седиментации химической (терригенные отложения уступают место соленосным). Однако фактический материал Ж. Люка допускает сейчас и иную интерпретацию. Дело в том, что обломочный материал, поступающий в бассейны западно-европейского кейпера, содержал кроме иллита и пирокластический материал основного состава, а глины часто ассоциировали с офитами (Виар, Сабатье, 1969).

Триоктаэдрический монтмориллонит, возникший в диагенезе по вулканическому материалу, трансформировался в катагенезе через смешаннослойные фазы в триоктаэдрический хлорит, а по иллиту формировалась гидрослюда более высокой степени кристалличности. Вполне вероятно, что этот ряд постдиагенетической эволюции триоктаэдрических слоистых силикатов будет подтвержден в будущем на других вулканогенно-осадочных сериях. Что касается палыгорскита и сепиолита, то эти Mg-силикаты не имеют непосредственного отношения к трансформации вулканогенного материала, образуются при магнизальном характере растворов, а в глубинном катагенезе и метагенезе дают начало магнизальным амфиболам.

Кроме слоистых силикатов эволюционные ряды в осадочных и вулканогенно-осадочных породах образуются цеолитами. Хотя парагенетические ассоциации цеолитов с другими минеральными видами и конкретные способы их генезиса чрезвычайно разнообразны, в природе существуют определенные вертикальные ряды цеолитов, которые свидетельствуют об определенной эволюции постдиагенетического минералообразования. Эволюционный ряд цеолитов анальцит+гейландит → ломонтит является достоверным для мощных терригенных, угленосных и вулканогенно-терригенных отложений (Логвиненко, Осипова, 1969).

Экспериментально установлено, что гейландит распадается на ломонтит+кварц+ $\text{H}_2\text{O}$  при  $220^\circ \pm 20^\circ$  (Винклер, 1969) и примерно при этих же температурах (при относительно более низких давлениях) имеет место реакция анальцит+кварц → альбит+ $\text{H}_2\text{O}$ . Независимо от различных точек зрения на положение границы между осадочными и метаморфическими преобразованиями, когда формирование ломонтита, по мнению одних авторов (Логвиненко, 1968), происходит еще в позднем катагенезе, а по мнению других (Coombs, 1961; Винклер, 1969), — знаменует начало метаморфизма, минеральный эволюционный ряд цеолитов является объективной реальностью.

Попытка использования минеральных рядов глинистых минера-

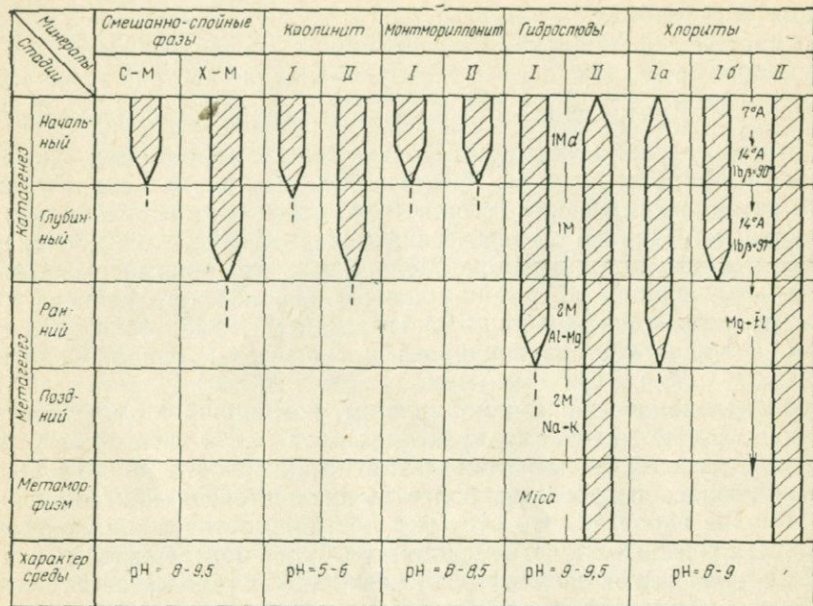


Рис. 27. Аутигенные глинистые минералы из цементов песчаных пород различных стадий изменения  
 I, Ia — замещение слюды; Ib — замещение лирокластического материала, II — цемент

лов для характеристики постдиагенетического преобразования осадочных пород иллюстрирована рис. 27.

Нет никакого сомнения, что типоморфные особенности минералов, детали их структуры и физических характеристик позволят в будущем использовать самые различные минеральные классы для характеристики литогенеза и постдиагенетической эволюции осадочных парагенетических ассоциаций.

## СТАДИИ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Основным достижением литологии второй четверти XX века является развитие представлений о стадийном характере формирования осадочных пород. Терминология, применяемая для обозначения отдельных этапов или стадий осадочного процесса, обсуждалась неоднократно (Вассоевич, 1957, 1962; Коссовская и др., 1957; Страхов и Логвиненко, 1959; Логвиненко, 1968; Larsen, Chillingar, 1967), однако единства как в употреблении терминов, так и в понимании объема стадий и характера процессов, им свойственных, нет. Ниже при характеристике стадий использована номенклатура, предложенная Н. М. Страховым и Н. В. Логвиненко (1959).

Образование и изменение осадочных пород могут быть, согласно взглядам советских литологов, представлены в виде нескольких стадий. *Гипергенез* — стадия разрушения материнских пород в корах выветривания и формирование материала в твердой и жидкой фазах для образования осадков. *Седиментогенез* — перенос и отложение материала — образование осадков. *Диagenез* — превращение осадка в осадочную породу. Все три стадии образования называют литогенезом. *Катагенез* — изменение осадочных пород. *Метагенез* — глубокие изменения осадочных пород, образование метаморфизованных осадочных пород, переход к метаморфизму.

Критериями для выделения постдиагенетических стадий являются аутигенные минеральные виды и их ассоциации, сохранность или степень изменения аллотигенных минералов, физические свойства пород, степень изменения органического вещества. Сейчас при стадийном анализе на основе природных объектов и эксперимента разрабатывается несколько направлений, главными из которых являются: физико-химическая интерпретация процессов, приводящих к вторичным изменениям, понятие зональности этих изменений, понятие о минеральных фациях.

Современное состояние учения о постдиагенетическом изменении осадочных пород исчерпывающе изложено в книге Н. В. Логвиненко (1968). В настоящей работе сделана попытка рассмотреть ста-

дии постдиагенетического изменения, как *PT*-области устойчивости определенных минеральных парагенетических ассоциаций.

Безусловно, границы между отдельными стадиями являются пока такими же гипотетическими, как и границы между фациями метаморфизма, однако наиболее надежным геологическим документом при термодинамической характеристике природных процессов продолжает оставаться достоверно идентифицируемая минеральная фаза, допускающая корреляцию с экспериментальными данными. *PT*-условия различных стадий изменения оценены при использовании мощности терригенных пород в осадочных сериях с нормальными термическими градиентами, марочного состава углей и экспериментальных данных по устойчивости ряда минеральных видов. Кри-

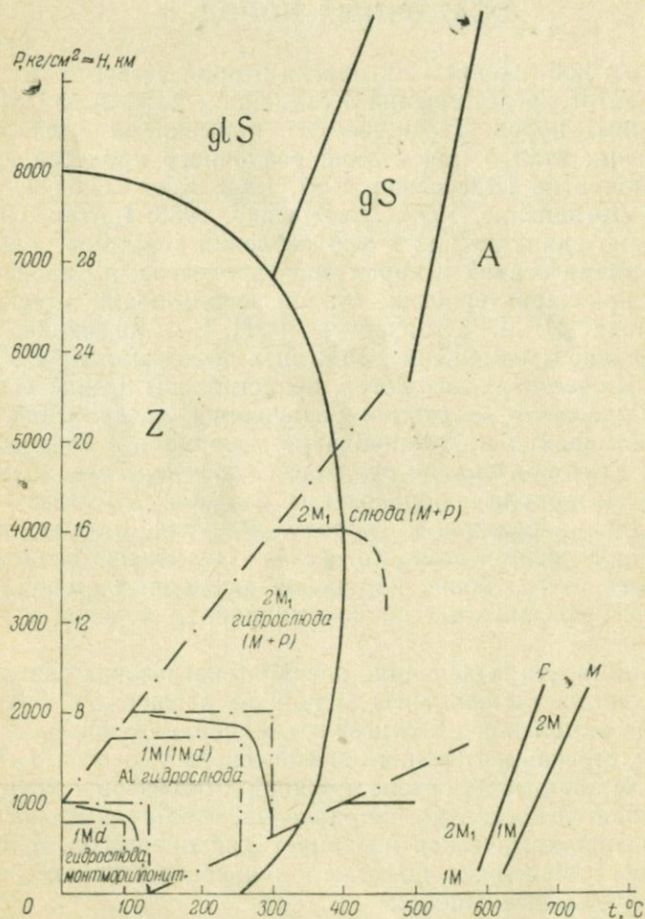


Рис. 28. Схема возможных полей существования парагенетических минеральных ассоциаций на примере каменноугольных отложений Большого Донбасса

вые перехода между отдельными *PT*-областями не могут быть установлены точно. Можно определить лишь некоторую область, в которой они лежат. Эти области на чертеже (рис. 28) ограничены пунктирными линиями, представляющими собой некоторые приближения кривых перехода, сами же гипотетические кривые перехода, вероятно, являются плавными.

### Катагенез

Условность проведения границ между стадиями проявляется, прежде всего, при выборе критериев для обоснования границы между стадиями диагенеза и катагенеза. Стадия диагенеза представляет собой этап преобразования осадка в породу. Началом его следует считать момент отделения осадка от придонной воды новым свежесформированным слоем. Конец диагенеза связан с потерей так называемой свободной воды, что для глинистых отложений фиксируется переходом мягких глин в уплотненные, а также со сменой коллоидно-химических процессов старения коллоидов и синерезиса процессами кристаллизации (Коробанова и др., 1965).

В осадочных породах свидетелями диагенетической стадии являются аутигенные минералы, причем интенсивность и характер аутигенного диагенетического минералообразования связаны с присутствием в осадке реакционноспособного материала, с количеством и реакционной способностью органического вещества, с фациальным характером пород.

Диагенетическое минералообразование связано с формированием гидрослюда политипа *1M* (*1Md*), шамозита, монтмориллонита и смешаннослойных образований, а при значительных количествах  $S_{орг}$  — с аградацией каолинита. Кроме окислительного и восстановительного этапов диагенеза, когда происходит рассеянное минералообразование, имеется и заключительный этап, когда осуществляется интенсивное перераспределение вещества с образованием стяжений, конкреций в глинистых и пористых породах и участков локальной цементации в пористых породах. Если перераспределение вещества внутри слоя приводит к образованию Fe-карбонатных конкреций в глинистых породах, Fe-карбонатных цемента в зернистых, Fe-карбонатных, сульфидных и кремнистых стяжениях в углях, то при перераспределении вещества за пределами слоя в вертикальном разрезе образуются Fe-сульфидные конкреции в песчаных породах, кальцитовые обособления на Fe-карбонатных конкрециях (впоследствии приобретают текстуру «*cone-in-cone*»), кальцитовые и каолинитовые цементы в пористых породах. Тяготение кальцита и каолинита к песчаным породам любого генезиса можно в ряде случаев объяснить миграцией вещества из глинистых осадков в пористые в последний этап преобразования осадка. Разумеется, далеко не все кальцитовые и каолинитовые цементы являются диагенетическими, но начало их генезису могло быть положено еще в диагенезе. Иными словами, провести четкую границу между минералооб-

разованием в пористых средах в диагенезе и начальном катагенезе довольно трудно.

Поле диаграммы (см. рис. 28), соответствующее стадии диагенеза и начального катагенеза, — это поле устойчивости диоктаэдрического и триоктаэдрического (?) монтмориллонита, смешанно-слоистых образований разбухающего типа, гидрослюды 1M<sub>d</sub>, каолинита и хлоритов с ортогексагональной ячейкой (1b, β=90°). Начальный катагенез характеризуется присутствием реликтов неустойчивых обломочных зерен (обломки эффузивных пород, железистых слюд и пр.) и гидратированного и каолинизированного биотита. В породах, обогащенных пирокластическими породами, сохраняются реликты стекла, а состав новообразованных многоводных цеолитов может быть весьма разнообразен (анальцим, гейландит, клиноптилолит и пр.). Органическое вещество углей относится к низким маркам (БД, Д, Г).

Если воспользоваться в качестве индикатора нижней границы для начального катагенеза исчезновением монтмориллонита (разбухающего до 17Å с гликолем) и переходом углей марок Д → (70—90) → Г → (100—120°) → Ж, то температура у этой границы будет достигать 90—120°. Что касается гидростатического давления, то, согласно мощностям терригенных пород с подобными минеральными парагенезами, их мощность не превышает 3—3,5 км, что соответствует давлению порядка 1000 бар.

Начальный катагенез характеризуется постепенным изменением физико-механических свойств глинистых пород (глины → аргиллиты) и интенсивным аутигенным глинообразованием в поровых пространствах песчано-алевритовых пород. Можно считать, что именно начальный катагенез со слоевой и межслоевой миграцией поровых растворов свободного или затрудненного водообмена является весьма благоприятной обстановкой для минерального синтеза в поровых пространствах осадочных пород. Практически в осадочных породах любого состава можно всегда найти на начальных стадиях изменения устойчивые минералы именно в упомянутых РТ-условиях, так что выделение стадии начального катагенеза не представляет затруднений, а практический смысл его связан с прогнозом коллекторских свойств, бентонитового сырья и пр.

Стадия глубинного (позднего) катагенеза характеризуется повсеместным развитием Al аутигенной гидрослюды политипа 1M и моноклинного хлоритового политипа 1Ib, а кроме того, устойчивостью триклинного каолинита. В глубинном катагенезе исчезают монтмориллонит и смешанно-слоистые фазы, содержащие монтмориллонит в качестве одного из компонентов, исчезает также стекловатая фаза в пирокластическом материале, однако состав цеолитов отвечает еще анальциму и гейландиту. Наибольший интерес представляет характер аутигенной гидрослюды, которая не только отличается более совершенной структурой, но и содержит меньше Fe и Mg, чем глауконитоподобные гидрослюды политипа 1M (1M<sub>d</sub>)

предыдущей стадии. Эта изоморфная трансформация не касается только вулканогенно-терригенных пород, где и в глубинном катагенезе имеет место синтез Fe—Mg—Al политипа 1M.

Кроме раскристаллизации вулканических стекол и превращения хлоритизированных обломков в массу, цементирующую более устойчивые зерна, для глубинного катагенеза характерно формирование Fe-Mg моноклинного хлорита цементов и псевдоморфоз с точечными скоплениями новообразованного гётита. Интенсивному растворению подвергаются кварц и полевые шпаты, что сопровождается локальной регенерацией. Развиваются структуры сближенного бесцементного сочленения, явления инкорпорации и пр. Если структурные преобразования находятся в определенной связи с вещественным составом осадочных пород и не для всех минеральных фаций одинаковы, то среди минералов критическим минералом регионального глубинного катагенеза, безусловно, может явиться Al политип 1M, а парагенетической ассоциацией — ассоциация гидрослюда 1M — хлорит IIb,  $\beta = 97^\circ$ .

Стадия глубинного катагенеза характеризуется более устойчивым щелочным характером поровых вод и затрудненным режимом их миграции. Процессы дальнейшего уплотнения пород идут медленно, пористость на стадии катагенеза достигает 3—5%. Угли относятся к спекающимся, иногда более высоким маркам (Ж, К, ПС, Т).

Если воспользоваться в качестве нижней границы глубинного катагенеза переходом марок углей (Т (ПА)  $\rightarrow$  (300°)  $\rightarrow$  А, то это совпадает с давлениями порядка 2 кбар (7—8 км максимального погружения). Для разреза Большого Донбасса, например, это соответствует переходу 1M  $\rightarrow$  2M<sub>1</sub> для диоктаэдрических гидрослюдов. Температура перехода метастабильной фазы 1M в стабильную 2M<sub>1</sub> при аналогичных давлениях принимается сейчас равной 300° (Винклер, 1969), так что переход к метагенезу в Большом Донбассе, по-видимому, фиксирован правильно. Несколько выше должна проводиться температурная граница между катагенезом и метагенезом, если критическим минералом перехода принять ломонтит. Появление ломонтита в природных условиях сопровождается исчезновением гейландита, однако экспериментально превращение гейландита в ломонтит + кварц + H<sub>2</sub>O никем не наблюдалось. Известно только, что при 7 кбар давления H<sub>2</sub>O гейландит устойчив до 220  $\pm$  20°. Эта же температура только при более низких давлениях соответствует температуре реакции анальцит + кварц  $\rightarrow$  альбит + H<sub>2</sub>O (Винклер, 1969). По мнению Р. Винклера, температура 220°  $\pm$  20° отвечает не только появлению в породах ломонтита, но и соответствует началу метаморфизма.

Винклер сопровождает предложение такого температурного критерия для метаморфизма весьма существенной оговоркой, считая, что при ином вещественном составе исходных пород изменения метаморфического типа могут еще не иметь места. Поле диаграмм, соответствующее стадии глубинного катагенеза, — это поле устойчиво-

В метагенезе начинается основная структурная переработка осадочных пород. По существующим сейчас представлениям, изменения типа метагенеза характерны как для геосинклиналей, где такой фактор изменения пород, как стресс, играет большую роль, так и для древних платформ. Стадия метагенеза характеризуется повсеместным развитием гидрослюдистого политипа  $2M_1$  и железисто-магнезиального хлоритового политипа  $IIb$ ,  $\beta=97^\circ$ . Стадия метагенеза связана с устойчивым щелочным характером поровых вод, что приводит к перераспределению кремнезема (коррозия и регенерация кварца) (см. табл. IV, 1—7) и появлению гидрослюды парагонитового состава. Наблюдается развитие микростилолитовых соединений между обломочными зернами вдоль напластования (результат гравитационного эффекта) и под углом к нему (влияние стресса). Обычны явления направленной коррозии и кристаллизации. Более дробное подразделение метагенеза не всегда удается. Для терригенных пород основным критерием для выделения стадии позднего метагенеза в отличие от стадии раннего метагенеза является мусковитизация политипа  $2M_1$  и развитие магнезиальных хлоритов. Граница эта на диаграмме проведена условно, основанием послужил разрез каменноугольных отложений Большого Донбасса с максимальными мощностями порядка 15—16 км ( $\sim 4$  кбар), вмещающими антрациты без признаков графитизации ( $400^\circ$ ). Ниже этой границы (т. е. в сторону больших давлений и температур) располагается область устойчивости минеральных парагенезов позднего метагенеза. Это поле диаграммы соответствует устойчивости мусковита  $2M_1$ , парагонита и хлорита  $IIb$ ,  $\beta=97^\circ$ .

В метагенезе осуществляется постепенный переход к метаморфическим парагенезам и структурам, причем для терригенных комплексов законченная мусковитизация основной массы пелитовых пород с массовым развитием сегрегационных структур, охватывающая обычно большие мощности пород, может считаться этапным моментом перехода к собственно метаморфизму (см. табл. III, 4, 6).

По поводу границы между осадочными и метаморфическими породами пока нет единого мнения. Так, цеолитовая (ломонтитовая) фация вулканогенных граувакк относится как к региональному метаморфизму (Тернер, Винклер), так и к глубинному (позднему) катагенезу (Логвиненко, Коссовская, Шутов), но наиболее неясным, пожалуй, является вопрос о соотношении позднего метагенеза с фацией зеленых сланцев. По мнению А. Г. Коссовской (1962), к стадии метагенеза (позднего) следует относить верхнюю хлорит-мусковитовую субфацию регионального метаморфизма, а собственно региональный метаморфизм считать с появления аутигенного биотита.

Н. В. Логвиненко (1968) находит более справедливым относить эту субфацию к фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, а метабенез (ранний и поздний) считать еще осадочным процессом, процессом регионального изменения осадочных пород. В метабенезе осуществляется постепенный переход к метаморфическим породам, к метаморфическим парагенезам и структурам, так что метабенез отвечает определенному эволюционному этапу и соответствует формированию осадочных метаморфизованных пород.

Для сопоставления с фациями регионального метаморфизма на *PT*-диаграмму (см. рис. 28) существования стадий преобразования осадочных пород были нанесены поля существования фаций зеленых сланцев, глауконитовых сланцев, амфиболитов и цеолитовой фации, по Тернеру (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). Очевидно, физические усилия регионального метаморфизма в отношении давления явно прогрессируют по сравнению со стадиями катагенеза и метабенеза, за исключением цеолитовой фации, поле устойчивости которой охватывает как собственно метаморфический процесс, так и катагенез с метабенезом. Что касается температур, то их интервал (300—400°) свойствен метабенезу и метаморфизму фаций глаукофановых и зеленых сланцев. Иными словами, *PT*-условия существования минеральных парагенезов фации зеленых сланцев отличаются от *PT*-условий существования минеральных парагенезов стадии метабенеза.

Однако если постдиагенетические изменения осадочных пород на стадии катагенеза характеризуются изменением вещества при относительно одинаковых градиентах температур и давлений, то для стадии метабенеза свойственно уже увеличение градиента давления по сравнению с градиентом температур. Это обстоятельство сближает метабенез с метаморфизмом погружения, особенностью которого является отсутствие связи с глубинными интрузиями и складчатыми процессами.

Если на схематическую диаграмму типов метаморфизма (Винклер, 1969) нанести *PT*-области существования минеральных парагенезов, соответствующих стадиям постдиагенетического изменения осадочных пород (рис. 29), то окажется, что катагенез (начальный и глубинный) может быть сопоставлен с так называемым «диагенезом» западных авторов, а метабенез соответствует метаморфизму погружения (ломонтит-прениит-кварцевой фации). Несмотря на то, что материала по стадияльному анализу непрерывных разрезов, где можно было бы наблюдать непосредственный переход от осадочных пород к метаморфическим, еще пока мало, все-таки нет оснований сомневаться в существовании четырех последовательных этапов постдиагенетического изменения осадочных пород в мощных сериях. Примеры подобной эволюции изложены в работе Н. В. Логвиненко (1968) и касаются стадий изменения древнейших осадочных пород Восточно-Европейской платформы, Западного Верхоянья (Коссовская, Шутов, 1955), Большого Донбасса (Логвиненко, Карпова, 1968), угленосных отложений Северных Аппалачей (Quinn, Glass,

1958) и вулканогенно-осадочных пород Австралии и Новой Зеландии (Сгоок, 1963).

Поскольку основанием для построения *PT*-диаграммы (см. рис. 29) были материалы по Большому Донбассу, можно остановиться на этом примере подробнее. Большой Донбасс неоднороден в тектоническом отношении и его основными элементами являются Донецкое складчатое сооружение с областями западных и восточных погружений, Днепровско-Донецкая впадина и Припятский прогиб (рис. 30). Для верхнепалеозойского этапа развития прогиба

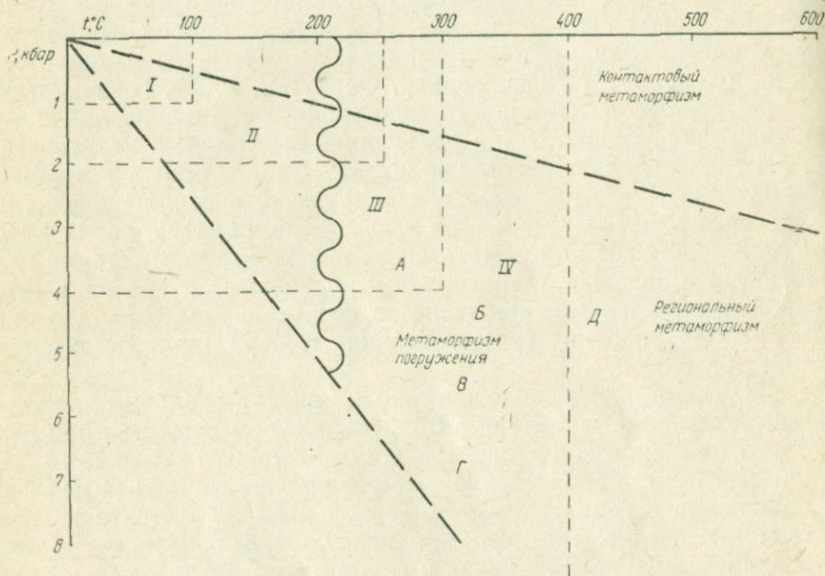


Рис. 29. Схематическая *PT*-диаграмма соотношения катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма

*I* — катагенез начальный; *II* — катагенез глубинный; стадии *I* и *II* соответствуют диагенезу по Винклеру (1969); *III* — метакатагенез ранний; *IV* — метакатагенез поздний. Метаморфизм погружения. Фации: *A* — ломонитит-пренит-кварцевая; *B* — пумпеллит-пренит-кварцевая; *B* — лавсонит-альбитовая; *Г* — лавсонит-глаукофановая (глаукофановых «сланцев»). Региональный метаморфизм: *D* — фация зеленых сланцев

(от среднего девона до нижней перми) характерно общее погружение и почти непрерывное осадконакопление с ростом мощности осадочной толщи с северо-запада на юго-восток. Осадочная толща верхнего палеозоя, начиная с эйфельского яруса среднего девона, откладывалась на докембрийском фундаменте, дислоцированном в субмеридиональном направлении. Длинный (до 1500 км) и узкий (150—200 км) грабенообразный прогиб заполнен девонскими, каменноугольными, пермскими и мезозой-кайнозойскими отложениями.

Осадочное вещество каменноугольных пород Большого Донбасса находится в настоящее время на различных стадиях постдиагенетических изменений. На громадной площади от Чернигова до

Ипатова наблюдается постепенное последовательное нарастание интенсивности постдиагенетической переработки осадочных пород, связанное с увеличением мощностей осадочного чехла в прогибе Большого Донбасса. При направленном изменении структур и минеральных парагенезов отмечается большое разнообразие в темпах этих изменений, не только для минерального и органического вещества, но и для различных представителей минеральных групп.

Постдиагенетическая углефикация органического вещества происходит быстрее изменений вмещающих пород. Отчетливое измене-

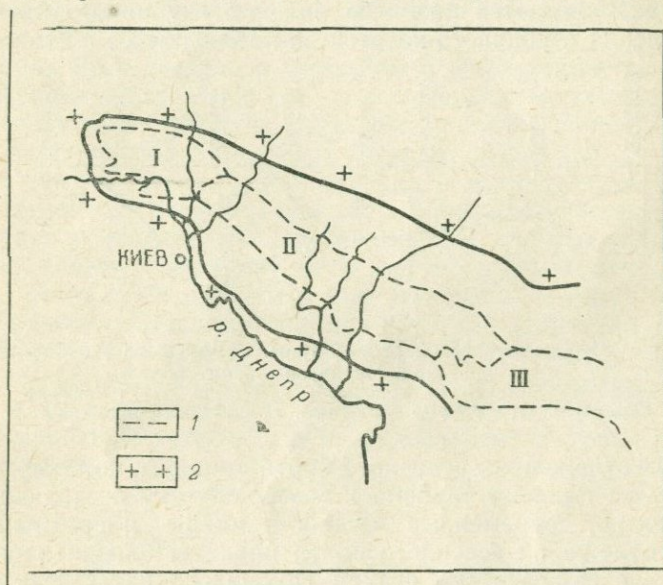


Рис. 30. Схематическая карта Большого Донбасса  
 I — Припятский прогиб; II — Днепро-Донецкая впадина; III — Донбасс; 1 — границы центрального грабена; 2 — границы прогиба Большого Донбасса с прилегающими участками платформы

ние минерального состава может быть сопоставлено только с переходом марок Д(Г) → (Ж) — исчезновение монтмориллонита — и с переходом Т(ПА) → А — переход гидрослюдистого поли типа 1М → 2М<sub>1</sub>.

На протяжении всех стадий фиксируется связь постдиагенетических изменений с вещественным составом. Первичный минеральный состав определяет не только тип минеральных парагенезов и структурных преобразований, но и влияет на темп постдиагенетических изменений.

В условиях начального катагенеза именно неустойчивые обломочные компоненты стимулируют интенсивное развитие процессов минерального и до некоторой степени структурного преобразования породы. Однако впоследствии в цементах полимиктовых песчаников происходит только метасоматоз с отчетливым сохранением реликто-

вых седиментационных структур. Распределение областей с различной интенсивностью постдиагенетических изменений на территории Большого Донбасса свидетельствует о смене платформенных факторов (мощность, характер формаций) геосинклинальными (мощность, характер формаций, стресс) с северо-запада на юго-восток (рис. 31).

В Днепровско-Донецкой впадине независимо от геологического возраста (D—P) породы претерпевают в основном начально катагенетические изменения и только на больших глубинах (более 3—3,5 км) предполагается развитие явлений глубинного катагенеза. Сейчас явления глубинного катагенеза наблюдаются в нижнекамен-

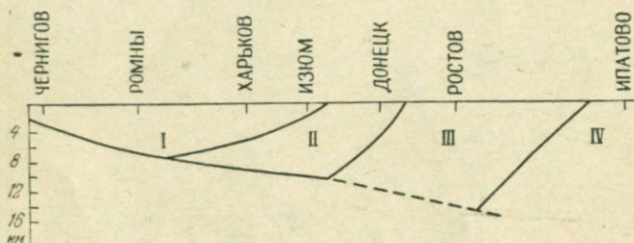


Рис. 31. Схематический разрез прогиба Большого Донбасса по линии Чернигов—Ипатово  
Породы на стадии: I—начального катагенеза, II—глубинного катагенеза, III—раннего метакатагенеза, IV—позднего метакатагенеза

ноугольных отложениях северного борта впадины, который при моноклинальном падении карбона к северо-востоку несколько погружен. Вероятно, современные мощности ниже- и среднекаменноугольных отложений северного борта впадины близки первичным.

Породы с изменениями стадии глубинного катагенеза оконтуривают антрацитовые районы Донбасса и стратиграфически отвечают почти полному объему  $C_2$  (5—6 км). Несмотря на большую роль деформаций в интенсификации эпигенеза мощности имели основное значение, так что приходится предположить, что до складчатости и денудации развивался весь разрез верхнего карбона и, возможно, перми (~10—12 км первичной мощности). Область с наиболее интенсивным изменением осадочных пород отвечает области распространения антрацитовых углей. На юго-востоке Донецкого бассейна к антрацитам относятся даже угли самых верхних свит разреза ( $C_3^1$ ), породы которых находятся на стадии метакатагенеза.

Область с изменениями стадии позднего метакатагенеза является юго-восточным продолжением Донбасса и примыкает к Предкавказью. Каменноугольные породы погребены здесь под мезозойскими и кайнозойскими отложениями и находятся на большой глубине (2 км и более) по сравнению с Открытым Донбассом. В них наблюдается парагенез мусковит  $2M_1 + Fe-Mg$  хлорит  $Ib$ ,  $\beta = 97^\circ$  и появляются структуры метаморфического типа: линзовидно-сегре-

гационные, бластические и т. п. В Западном Предкавказье метабазисно измененные породы карбона сменяются хлорит-мусковитовыми сланцами фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, так же как в Аппалачах (Quinn, Glass, 1958) и в Верхоянье (Коссовская, 1962). По мнению Р. Винклера (1969), метаморфизм погружения также завершается фацией зеленых сланцев ( $P = 4,5$  кбар;  $T = 400^\circ$ ), причем каких-либо критериев для отличия парагенезов регионального типа и метаморфизма погружения в этой фации нет.  $PT$ -условия существования парагенезов метаморфизма погружения вообще еще недостаточно ясны. Как известно, цеолитовая (ломонтит-прениит-кварцевая) фация метаморфизма погружения была выделена Тернером и Ферхугеном на основании работ Кумбса (1954—1960 гг.) по вулканогенным грауваккам. Как указывалось выше, переход ломонтит-прениит-кварцевой фации в пумпеллиит-прениит-кварцевую происходит около  $350^\circ$ , а около  $400^\circ$  фация с пумпеллиитом сменяется фацией зеленых сланцев.

Вероятно, в дальнейшем при характеристике метабазиса необходимо будет учитывать его платформенный или геосинклинальный характер. Сейчас специфику метабазисных изменений на платформах, которые формируются при несколько меньших  $PT$ -условиях, чем в геосинклиналях, объясняют фактором времени. Не исключено, однако, что в платформенных условиях может осуществляться переход от глубинного катагенеза к метабазису и метаморфизму нагрузки, но в иных фациях, чем цеолитовые. В этом случае может быть найдено место и для кварц-диккитовой фации регионального метабазиса.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эволюционный подход к изучению минерального состава осадочных пород представляет собой задачу трудную, но при ее успешном разрешении позволяет получить очень интересные результаты. Задачи эволюционного изучения глинистых минералов, как и прочих минералов осадочного генезиса, могут быть различны. Они связаны прежде всего с характеристикой литогенеза. В этом случае эволюция глинистых минералов будет рассматриваться от образования их в корах выветривания тех или иных климатических зон до преобразования в обстановках диагенеза.

Задачи эволюционного изучения глинистых минералов могут также решаться в связи с их постдиагенетическими преобразованиями до метаморфизма. В первом случае эволюция глинистых минералов используется для характеристики климата, характера выветривания водосборов, фаций, устойчивости, длительности и физико-химических условий диагенеза. Во втором — дает возможность детализировать геологическую историю того или иного региона и получить достаточно четкое представление о разнообразных процессах минералообразования. И в том, и в другом случае эволюционное изучение глинистых минералов позволяет вести научный прогноз полезных ископаемых осадочного генезиса.

Подобная работа связана с методическими затруднениями, которые возникают при идентификации тонкодисперсных минеральных фаз. Поэтому понятно стремление к выделению фракций однофазового состава и использованию не только методов фазового, но и структурного анализа. Пожалуй, гораздо большие затруднения связаны с определением генетического характера глинистых минералов, так как морфологические и структурные критерии далеко не всегда однозначно определяют аутигенность природных минеральных фаз. В этом отношении минералогами и литологами большие надежды возлагаются на экспериментальные работы, которые в области, позволяющей корреляцию с *PT*-условиями диагенеза, катагенеза и метагенеза только, по сути, начинаются.

Полигенетичность минералов всегда являлась причиной критического отношения к ним с точки зрения возможной генетической интерпретации, однако использование при парагенетическом анализе типоморфных и структурных особенностей одного минерального

вида и кристаллохимический подход к изучению глинистых минералов превращает минерал в документ, достаточно точно датирующий время и обстановку его формирования. Одним из самых больших достижений в изучении минералогии осадочных пород является как раз доказательство явной аутигенности таких тонкодисперсных силикатов, как глинистые минералы, в совершенно конкретных условиях осадочного процесса. Преемственность глинистых минеральных видов и определенные пределы их устойчивости позволили установить существование в мощных осадочных сериях специфических минеральных рядов, которые являются свидетельством минеральной эволюции от седиментогенеза — диагенеза до метаморфизма. Таковы минеральные ряды диоктаэдрических трехслойных силикатов, триоктаэдрических хлоритов, минералов каолинитовой группы.

Однако эволюция глинистых минералов в мощных осадочных сериях очень часто создает определенные затруднения при характеристике конкретных стадий — ступеней этой эволюции. Попытка конкретизировать отдельные этапы эволюции, или стадии постдиагенетического изменения осадочных пород, связана с разработкой проблемы минеральных фаций. Как известно, в определении метаморфической минеральной фации большинство авторов следует П. Эскола (Escola, 1920) и понимает под фацией совокупность пород (минеральную ассоциацию, минеральный ансамбль), образовавшуюся в определенных *PT*-условиях. Каждая такая фация может быть охарактеризована диаграммой состав — парагенезис.

Формирование парагенетических минеральных ассоциаций на каждом этапе постдиагенетических изменений осадочных пород послужило основанием для выделения целого ряда фаций регионального эпигенеза (катагенеза) и метагенеза (Логвиненко, 1968). Характеристика большинства минеральных фаций регионального перехода осадочных пород в метаморфические дана с использованием *ACF*-диаграмм Н. В. Логвиненко (1968), причем под фацией постдиагенетических изменений осадочных пород понимаются минеральные парагенетические ассоциации близкого химического состава, устойчивые в определенном *PT*-интервале до метаморфизма и обладающие региональным распространением.

Представление о минеральных фациях постдиагенетического изменения осадочных пород (фациях эпигенеза), как о переходных минеральных парагенезах при преобразовании осадочных пород в метаморфические, отвечает как фактическому материалу, так и теоретическим предположениям.

При последовательно нарастающей интенсивности постдиагенетических изменений проявляется стремление минеральных парагенетических ассоциаций к равновесию при увеличении температуры и давления. Однако именно эволюционный характер постдиагенетических преобразований делает весьма затруднительным существование достаточно четких «ступеней» минерального равновесия, которыми должны характеризоваться реальные фации. Обилие минеральных фаз в осадочных породах на любой стадии осадочного про-

цесса свидетельствует о его специфической неравновесности. В результате этого фации выделяются обычно по различным признакам. В начале процесса — по реликтам обломочных минералов, затем — по характеру их изменений и аутигенным образованиям.

Принцип выделения фаций по минеральным парагенетическим ассоциациям выдерживается, по сути, только для вулканогенно-осадочных пород, где для этой цели используются минералы группы цеолитов. Детальные исследования по ряду регионов показали, что постдиагенетические преобразования осадочных пород тесно связаны с первичным минеральным составом. Это привело к выделению очень большого количества минеральных фаций для каждого семейства или ряда осадочных пород и каждого этапа или стадии изменения. А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов выделили одиннадцать фаций для четырех стадий изменения и трех типов пород — мономинеральных кварцевых, полимиктовых и вулканогенных. Н. В. Логвиненко (1968) выделил для этих же четырех стадий двадцать четыре фации, учитывая не только терригенные и вулканогенно-терригенные породы, но породы карбонатные и углистые.

Такое детальное выделение фаций свидетельствует о большой сложности осадочного процесса, однако уже сейчас намечается общность формирования некоторых минеральных фаз для пород различного первичного состава, которые, возможно, будут критическими минералами природных парагенетических ассоциаций и «ступеней» минерального равновесия. Это касается прежде всего диоктаэдрических монтмориллонитов и слюд (гидрослюд) с их политипными модификациями. Попытка рассмотреть стадии осадочного породообразования, как *PT*-области существования минеральных парагенетических ассоциаций регионального типа с критическими минеральными фазами, формирующимися в семействах осадочных пород различного первичного состава, позволяет дать обобщенную характеристику минеральных фаций, хотя и весьма еще приближительную.

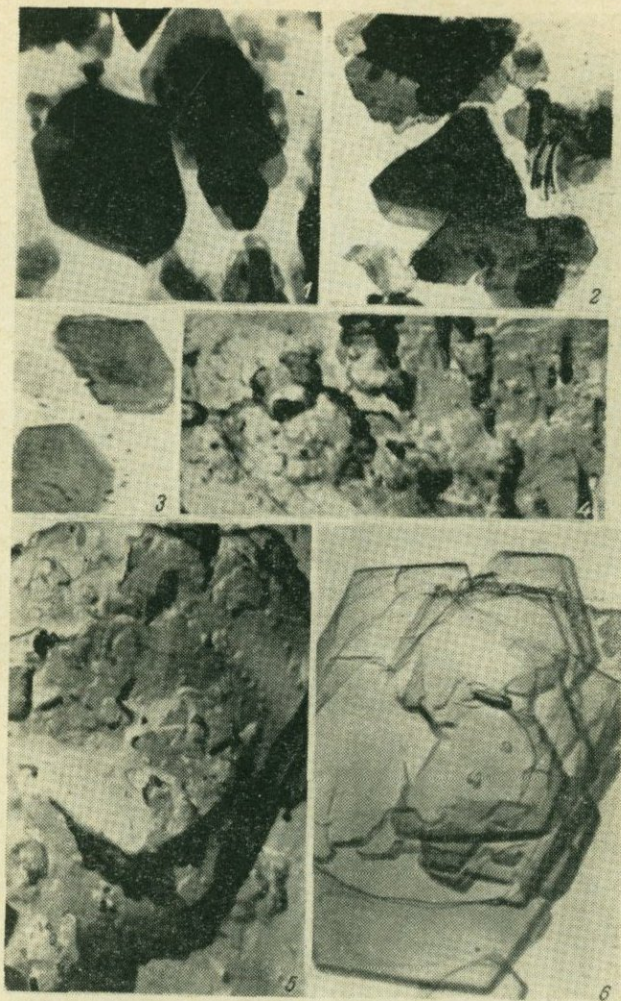


Таблица I

Электронномикроскопические снимки на просвет частиц каолинита.

1 — Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ); 2 — Северо-Западный Донбасс ( $C_3^3$ ), каолинит из цементов; 3 — Северо-Западный Донбасс ( $C_3^3$ ), следы коррозии каолинита из аргиллита,  $\times 40\ 000$ . Угольные реплики: 4 — реплика с поверхности скола аргиллита 3,  $\times 20\ 000$ ; 5 — реплика с отдельной частицы каолинита из глины, Часов Яр, УССР (Ng),  $\times 30\ 000$ ; 6 — диоксид гидротермального генезиса, Нагольный край, Донбасс. Реплика с отдельной частицы,  $\times 10\ 000$ .

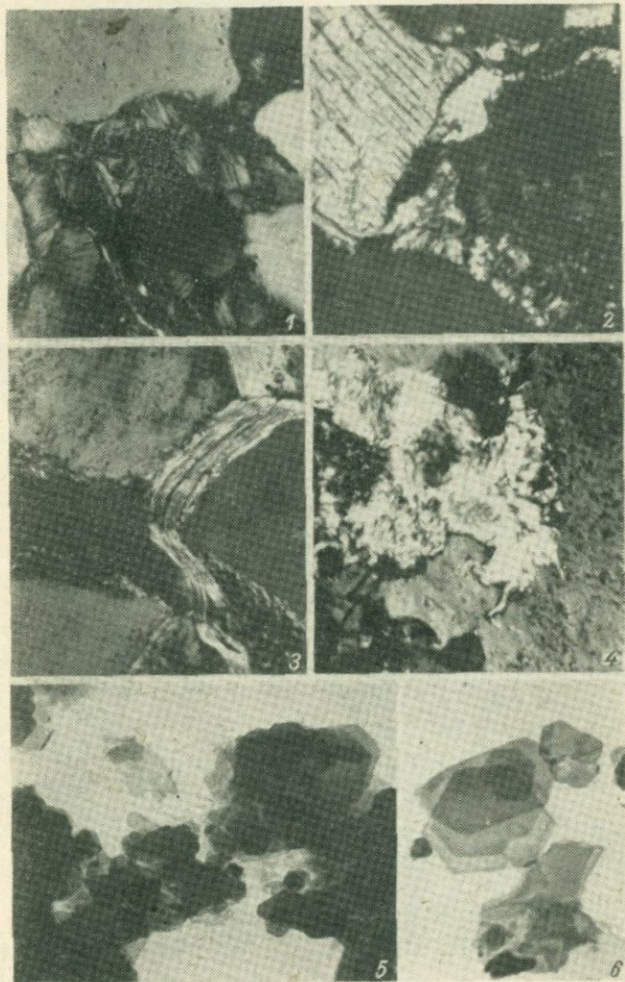


Таблица II

1 — каолинит в порах песчаников; 2, 3 — гидрослюзидизация каолинита на контактах с обломочными зернами; 4 — гидрослюда ( $2M_1$ ) в поре песчанника, корродирующая обломочные зерна,  $\times 200$ . Электронномикроскопические снимки на просвет: 5 — аутигенный каолинит из коры выветривания, Просяновское м-ние,  $\times 30\,000$ ; 6 — каолинит из аргиллита, Центральный Донбасс ( $C_2^5$ ),  $\times 30\,000$ .

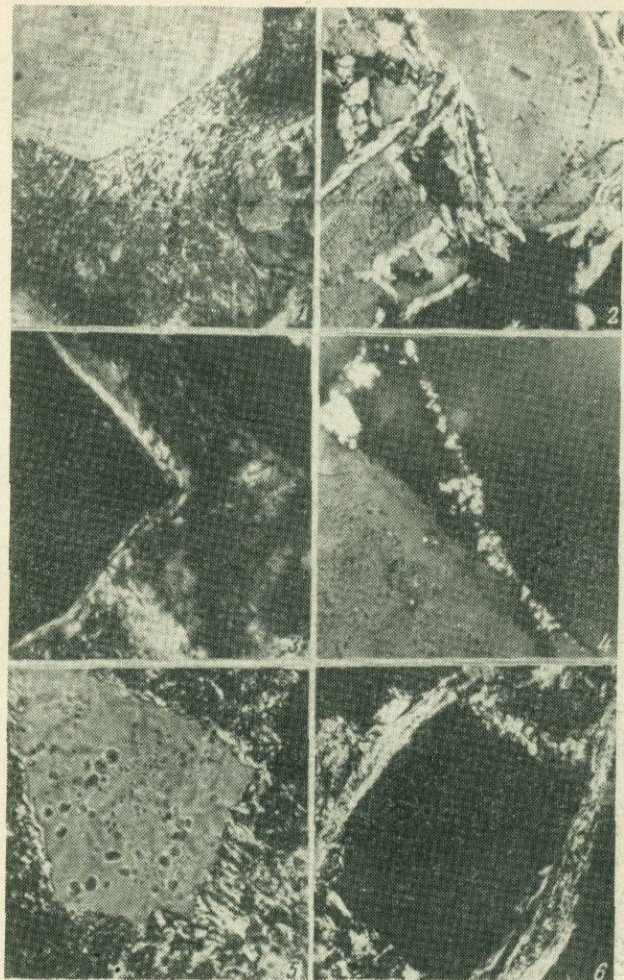


Таблица III

Аутигенная гидрослюда в цементах.

1 — перекристаллизация обломочной гидрослюды, формирование политипа 1M, катагенез; 2, 3 — аутигенез политипа 1M, катагенез; 4 — политип 2M<sub>1</sub> в пленках при плотном приращении обломочных зерен, метагенез,  $\times 400$ ; 5 — внедрение щеток аутигенной слюды 2M<sub>1</sub> в кварцевые зерна, метагенез; 6 — формирование гидрослюды (слюды) с кальцитом в разлизованных участках, метагенез,  $\times 400$ .

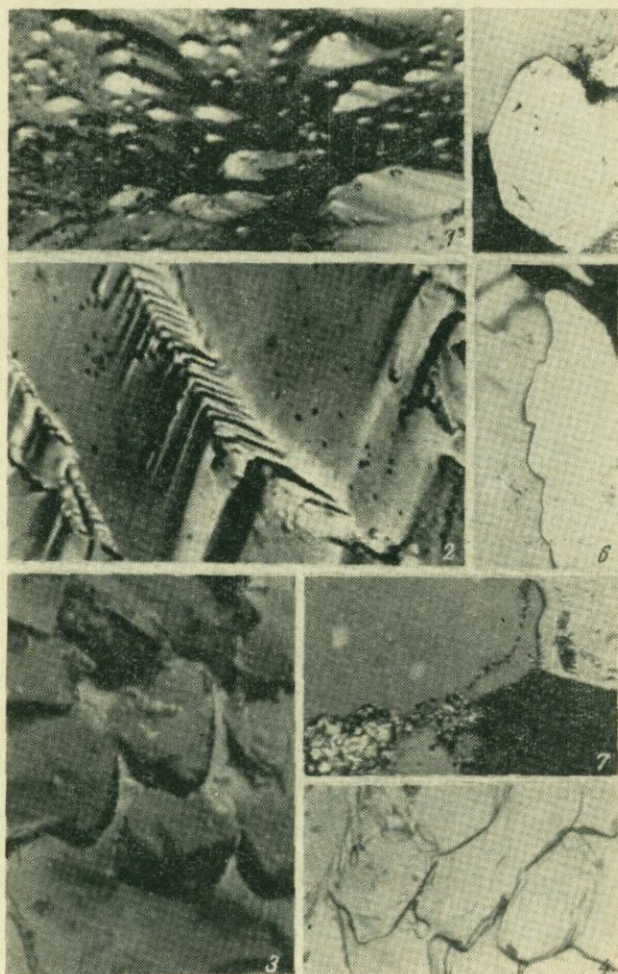


Таблица IV

Угольные реплики с поверхности скола песчаников. Следы растворения кварца: 1 — на гранях; 2 — на ребрах; 3, 4 — новообразования кварца в цементах, метагенез,  $\times 20\ 000$ ; 5 — регенерация кварца; 6 — стилолитовое сочленение; 7 — формирование «припоя» при регенерации, метагенез,  $\times 400$ .

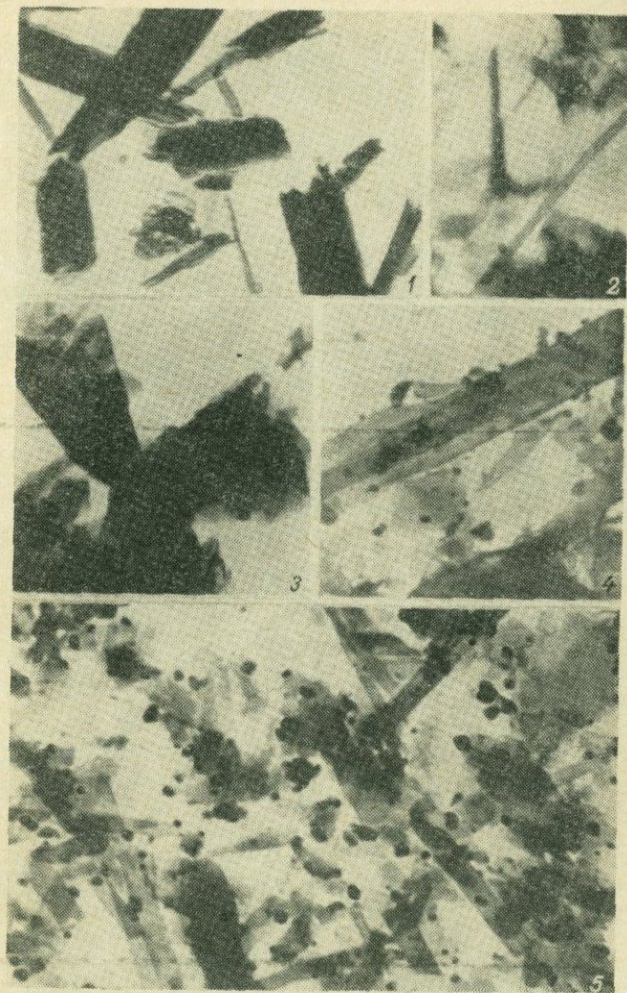


Таблица V

Электронномикроскопические снимки на просвет. Политип 1М.

1 — цемент, Западный Донбасс ( $C_7$ ); 2 — цемент, Северный Донбасс ( $C_5$ ); 3 — зеленокаменная порода, прифундаментная часть Днепровско-Донецкой впадины, гл. 3300 м,  $\times 15\ 000$ ;  
 4 — цемент, Северный Кавказ ( $C_2$ ); 5 — смесь 1М и  $2M_1$  из цемента, Северный Кавказ ( $C_2$ ),  $\times 40\ 000$ .

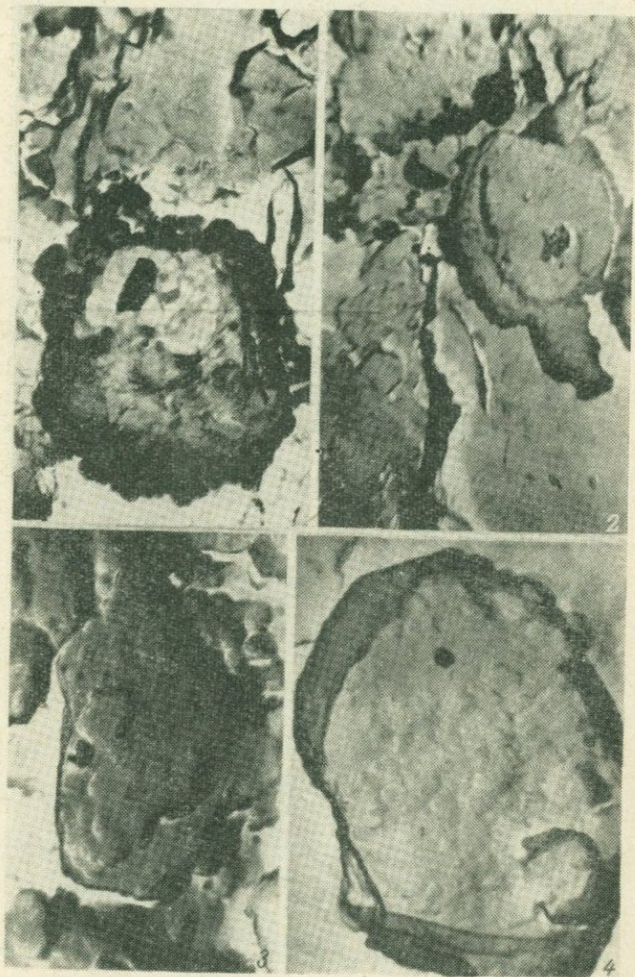


Таблица VI

Угольные реплики с поверхности скола.

1, 2 — гидрослюда  $2M_1$  с неправильными очертаниями из аргиллитов Северо-Западного Донбасса; 3, 4 — гидрослюда  $2M_1$  идиоморфного облика из аргиллитов Центрального Донбасса,  $\times 40\ 000$ .

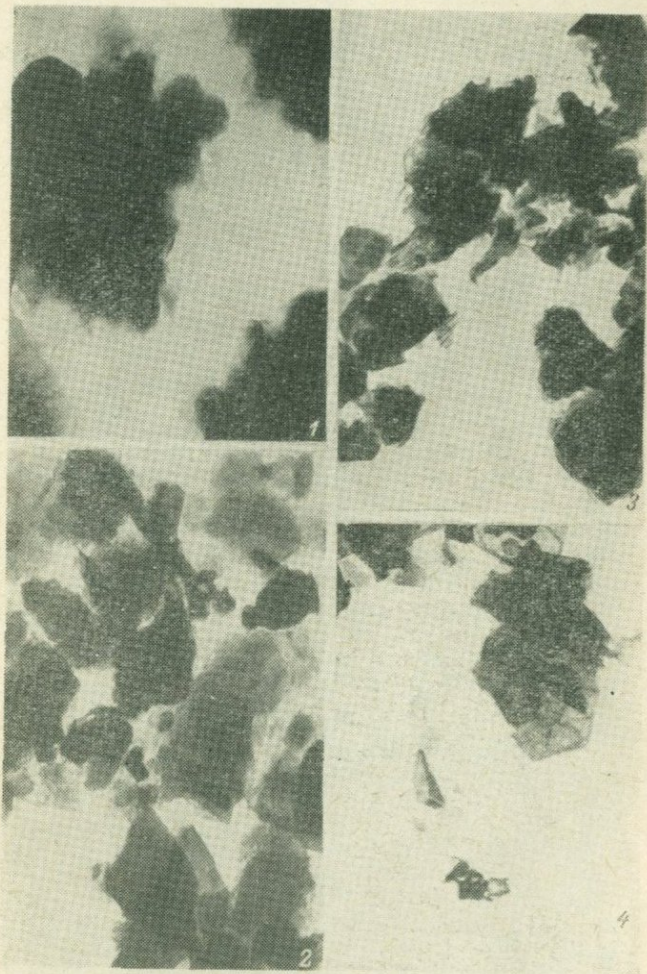


Таблица VII

Электронномикроскопические снимки на просвет. Морфология частиц политипа 2M<sub>1</sub>.

1 — аргиллит, Днепровско-Донецкая впадина; 2 — аргиллит, Северо-Западный Донбасс; 3 — аргиллит, Центральный Донбасс; 4 — цемент песчаника, антрацитовые районы Донбасса,  $\times 30\ 000$ .

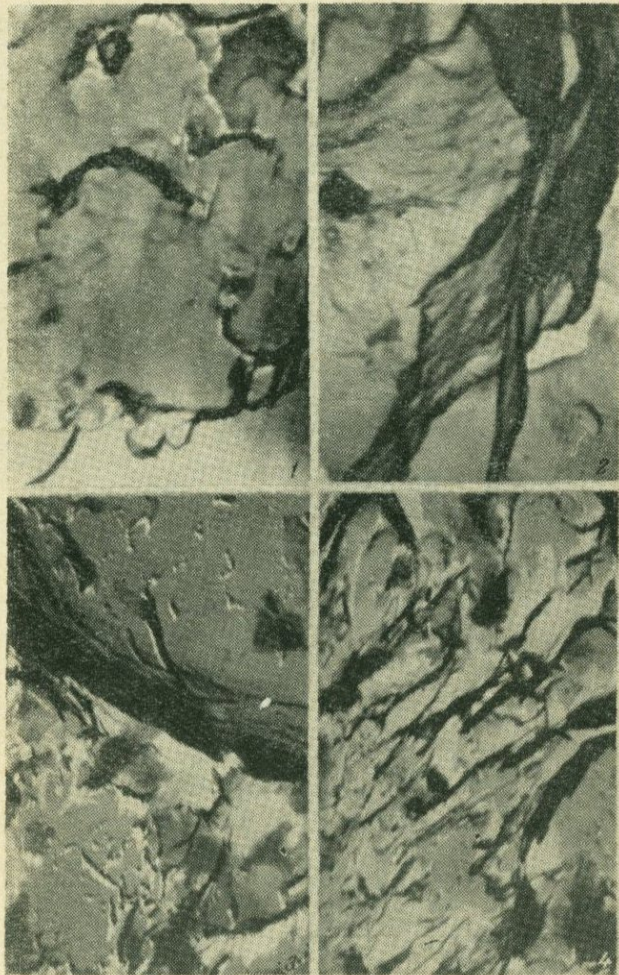


Таблица VIII

Угольные реплики с поверхности скола. Морфология частиц политипа 2М<sub>1</sub>.  
 1, 2 — аргиллиты, Северо-Западный Донбасс; 3 — алевролиты с гидрослюдистым цементом, Каменско-Гундоровский р-н; 4 — аргиллит, антрацитовые районы Донбасса.  
 ×30 000.

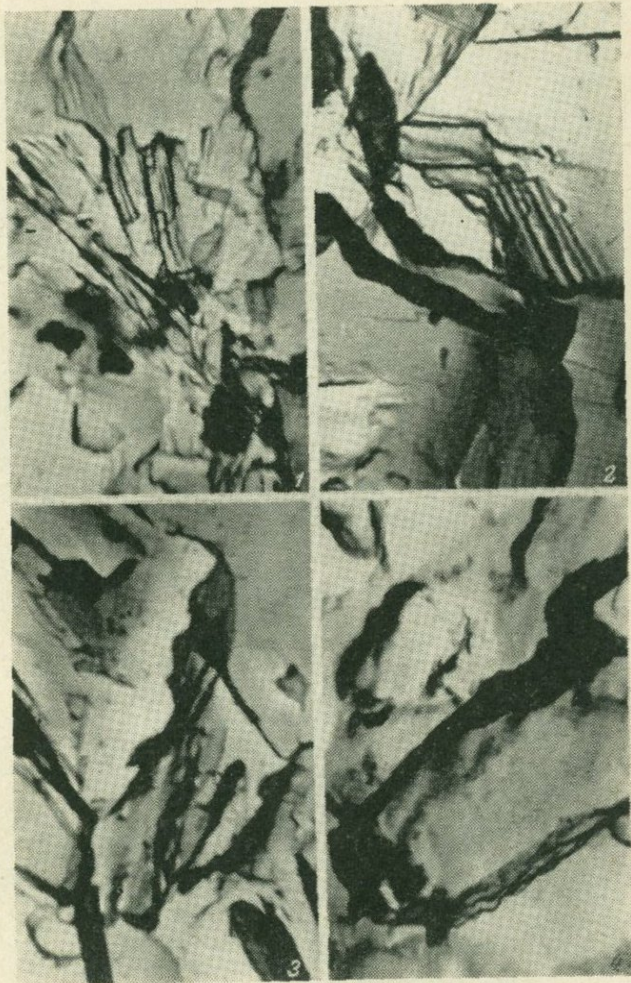


Таблица IX

Угольные реплики с поверхности скола.

1, 2 — аутигенная гидрослюда политипа  $2M_1$  в цементах песчаников; 3 — микрокристаллитовые контакты между чешуйками; 4 — идиоморфные частицы политипа  $2M_1$  в гидрослюдистых аргиллитах. Антрацитовые районы Донбасса,  $\times 40\,000$ .

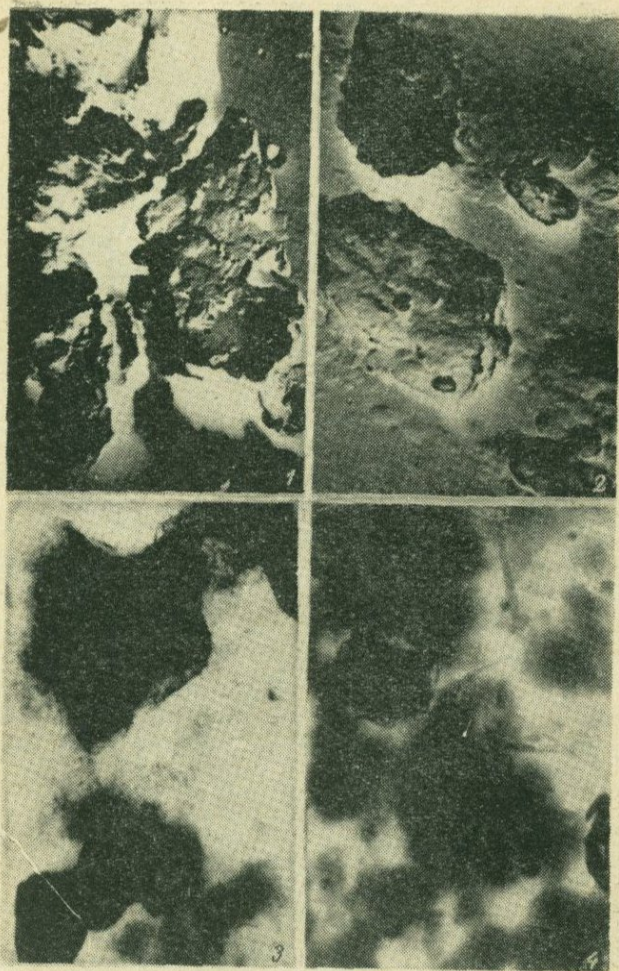


Таблица X

Морфология частиц разбухающих минералов.

1, 2 — угольные реплики с отдельных частиц монтмориллонита из цемента песчаника, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ),  $\times 40\ 000$ . Электронномикроскопические снимки на просвет частиц монтмориллонита. 3 — из глины Днепровско-Донецкой впадины ( $C_2$ ); 4 — из глины вижнего триаса, Северо-Западный Донбасс,  $\times 30\ 000$ .

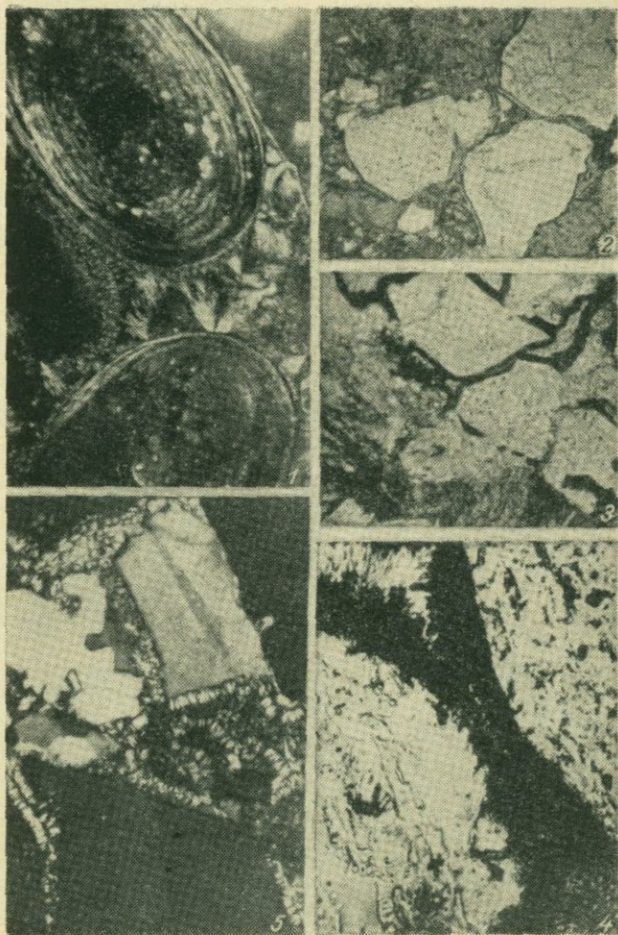


Таблица XI

Хлориты.

1 — оолиты шамозита с монтмориллонитовым цементом, Донбасс ( $J_2$ ); 2 — хлорит 1*b*,  $\beta=90^\circ$  из цемента песчаника, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ), гл. 1000 м; 3 — хлорит 1*b*,  $\beta=90^\circ$  с гётитом, Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ), гл. 4000 м,  $\times 200$ ; 4 — деталь,  $\times 500$ ; 5 — хлорит 1*b*,  $\beta=97^\circ$  из цемента, Донбасс, Звереве ( $C_2^5$ ),  $\times 200$ .

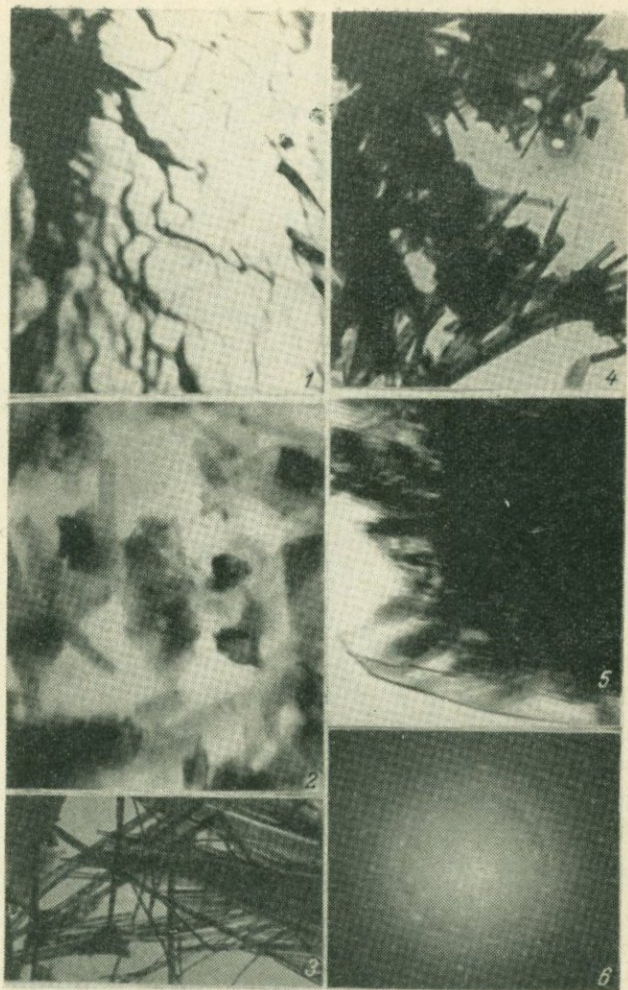


Таблица XII

Хлорит, палыгорскит и монтмориллонит.

1 — хлорит I б,  $\beta=90^\circ$ , Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ), гл. 2000 м,  $\times 40\,000$ ; угольная реплика с поверхности скола  $\times 20\,000$ ; 2 — хлорит II б,  $\beta=90^\circ$ , Днепровско-Донецкая впадина ( $C_2^5$ ), гл. 4000 м; 3 — хлорит II б,  $\beta=97^\circ$  (джефферзит), Северный Кавказ ( $C_2$ ),  $\times 20\,000$ ; 4 — палыгорскит с монтмориллонитом из цемента, Днепровско-Донецкая впадина ( $T_1$ ),  $\times 20\,000$ ; 5 — изометричная частица монтмориллонита с игольчатыми новообразованиями, деталь,  $\times 60\,000$ . Электронномикроскопические снимки на просвет; 6 — микродифракция от палыгорскитовой частицы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белковский А. И., Айзикович А. И. Фазовый состав и оптические свойства парагонита из пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Докл. АН СССР, т. 185, № 5, 1969.

✓ Белов Н. В. Структурная кристаллография. М., изд-во АН СССР, 1951.

Бергер М. Г. Глинистые минералы полтавской серии, их происхождение и значение для стратиграфии. Автореф. канд. дисс., Харьков, гос. ун-т, 1969.

Бергер М. Г., Ремизов В. И. Структурные особенности некоторых каолинитов коры выветривания и вопросы методики их определения. Сб. «Конституция и свойства минералов». Киев, изд-во АН УССР, 1970.

✓ Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., изд-во «Мир», 1965.

Брегг В. Л. Структура силикатов. Основные идеи геохимии. М., ОНТИ, 1937.

Бриндли Г. В., Накахира М. Реакционная серия каолинит — муллит. Сб. «Вопросы минералогии глин», М., изд-во иностр. литер., 1962.

Бровков Г. Н. Вулканогенно-осадочный литогенез в среднем палеозое востока Саяно-Алтайской складчатой области. Автореф. доктор. дисс., М., ГИН АН СССР, 1968.

✓ Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.

Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. Сб. «Геология и геохимия», Л., Гостоптехиздат, 1957.

Вассоевич Н. Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза. Тр. ВНИГРИ, вып. 190, Л., Гостоптехиздат, 1962.

Верма А., Кришна П. Полиморфизм и политипизм в кристаллах. М., изд-во «Мир», 1969.

Виар Ж., Сабатье Г. Экспериментальное воспроизведение глин и офитов кейпера. В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., изд-во «Наука», 1969.

Викулова М. Ф. Влияние генезиса нижнекаменноугольных глин западной части Подмосковского бассейна на степень изменения глинистых минералов. Сб. докладов к 6-й Межд. конф. седиментологов. М., изд-во АН СССР, 1964.

Викулова М. Ф., Борисова А. А. Глинистые минералы отложений верхнего мела — неогена разреза каолиновых глин Положского месторождения. Тр. ВСЕГЕИ, т. 110, М., изд-во «Недра», 1967.

✓ Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. «Советская геология», 1965, № 1.

✓ Винклер Р. Генезис метаморфических пород. М., изд-во «Мир», 1969.

✓ Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., изд-во «Мир», 1967.

✓ Дриц В. А., Кашаев А. А. О структурных особенностях каолинитовых минералов. Сб. докладов к сессии Межд. ком. по изучению глин. М., изд-во АН СССР, 1960.

Дриц В. А., Коссовская А. Г. Сангарит — новый смешаннослойный минерал с упорядоченной структурой. Докл. АН СССР, т. 151, вып. 4, 1964.

- ✓ Дьяконов Ю. С. О возможности количественного рентгенографического определения каолинита, гидрослюд и монтмориллонитов. «Рентгенография минер. сырья», 1963, № 3.
- ✓ Елисеев Н. А. *Метаморфизм*. М., изд-во «Недра», 1963.
- Еремеев В. В. Диксит из песчаников Кизеловского каменноугольного бассейна. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 4.
- ✓ Звягин Б. Б. Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. М., изд-во «Наука», 1964.
- Казанский Ю. П., Пероззо Г. М., Соколова М. Ф. Об эпигенетическом монтмориллоните из мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, т. 135, № 4, 1960.
- Карпова Г. В. О глинистых минералах араукаритовой свиты Донбасса и их значения для характеристики фаций. Докл. АН СССР, т. 114, № 6, 1957.
- Карпова Г. В. Особенности угленосной формации Донбасса на границе карбона и перми. Тезисы совещ. «Осадочные формации Большого Донбасса и связанные с ними полезные ископаемые». Харьков, изд-во Харьк. ун-та, 1960.
- Карпова Г. В. Особенности глинистых пород таврического флиша Крыма. Докл. АН СССР, т. 135, № 3, 1960.
- Карпова Г. В. Об эпигенетических хлоритах в терригенных породах Донецкого карбона. Минер. сб. Львов. ун-та, № 19, вып. 3, 1965.
- Карпова Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях. Докл. АН СССР, т. 164, № 2, 1965.
- Карпова Г. В. Глинистое вещество в каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Матер. II Межвед. конф. по геологии Левобережной Украины. М., изд-во «Недра», 1966.
- Карпова Г. В. Диоктаэдрический монтмориллонит в осадочных формациях Днепровско-Донецкой впадины. Тезисы Всес. совещ. по глинам. М., АН СССР, 1967.
- Карпова Г. В. Минеральные парагенезы метаморфизированных терригенных пород. Вестн. Харьк. ун-та, серия геолого-геогр., вып. 2, 1967.
- Карпова Г. В. О парагонитовых гидрослюдах в терригенных породах Большого Донбасса. Докл. АН СССР, т. 171, № 2, 1967.
- Карпова Г. В. О мусковитовых гидрослюдах в угленосных полифациальных отложениях. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 2.
- Карпова Г. В. Глинистые минералы и постседиментационные изменения каменноугольных терригенных отложений Большого Донбасса. Автореф. докт. дисс., М., ГИН АН СССР, 1967.
- Карпова Г. В. Об особенностях гидрослюд осадочного генезиса. Минер. сб. Львов. гос. ун-та, № 22, вып. 3, 1968.
- Карпова Г. В., Кулеско Г. И. Некоторые результаты рентгенографического исследования глин Днепровско-Донецкой впадины. «Рентгенография минер. сырья», 1963, № 3.
- Карпова Г. В., Кулеско Г. И. Пальгорскит из верхней перми северо-западных окраин Донецкого бассейна. Сб. «Теорет. и генет. вопр. минер. и геохимии». Киев, изд-во АН УССР, 1963.
- Карпова Г. В., Кулеско Г. И. Глинистые минералы в осадках континентального неогена Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 150, № 4, 1964.
- Карпова Г. В., Кулеско Г. И. О смешаннослойных образованиях в осадочных породах Донецкого триаса. Зап.-Укр. студ. Всес. минер. об-ва, вып. 3, 1964.
- Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Песчаники с хлоритовым цементом в араукаритовой свите переходной области Донецкого прогиба. Докл. АН УССР, № 3, 1964.
- Карпова Г. В., Шевякова Э. П. Об эпигенетических изменениях глинистого вещества в терригенных каменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.
- Карпова Г. В., Лукин А. Е. Глинистые минералы каменноугольных от-

ложений Днепровско-Донецкой впадины «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Карпова Г. В., Шумилина Т. И. О распространении глинистых минералов в триасовых отложениях восточной части Днепровско-Донецкой впадины. Докл. АН СССР, т. 178, № 4, 1968.

Карпова Г. В., Лукин А. Е., Шевякова Э. П. Катагенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. «Литология полезных ископаемых», 1969, № 1.

Келлер Э. К. О поведении каолина при нагревании. Матер. по геол., минер. и исп. глин в СССР. М., изд-во АН СССР, 1958.

✓ Копелювич А. В. Эпигенез древних толщ Юго-Запада Русской платформы. М., изд-во «Наука», 1965.

Корнблюм Э. А. Минералогический состав тонкодисперсных фракций и генезис почв Волго-Ахтубинской поймы. Автореф. канд. дисс. М., Почвенный ин-т АН СССР, 1966.

Коссовская А. Г. О распределении каолиновых и монотермитовых глин в нижнекаменноугольных отложениях Подмосковского бассейна. Бюлл. МОИП, серия геол., т. 24, вып. 1, 1949.

✓ Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилойской впадины и западного Верхоянья. М., изд-во АН СССР, 1962.

✓ Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.

✓ Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 2.

✓ Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метабенеза. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.

✓ Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

✓ Коссовская А. Г., Дриц В. А., Шутов В. Д. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. Сб. «Геохим., минер. и петр. осад. образований». М., изд-во АН СССР, 1964.

✓ Котельников Д. Д. О морфологической характеристике гидрослюд осадочных пород. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 19, вып. 1, 1965.

Кропачева С. К., Власов В. В., Давидич С. И. О некоторых минералогических разновидностях глауконита. «Литология полезных ископаемых», 1968, № 5.

Куковский Е. Г. Структурные особенности глинистых минералов и их влияние на физико-химические свойства. Автореф. докт. дисс. Киев, Геол. ин-т АН УССР, 1965.

Кулеско Г. И. К минералогии глинистых пород триаса северо-западной окраины Донецкого бассейна. Сб. «Матер. по литол. и палеонт. Левобережной Украины». Харьков, изд-во Харьк. ун-та, 1964.

✓ Лазаренко Е. К. О гидрослюдах глинистых образований. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 3, 1949.

Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконита. Вопр. минер. осад. образ., вып. 3—4, Львов, изд-во Львов. ин-та, 1956.

Лазаренко Е. К. О слюдоподобном минерале из Нагольной Тарасовки в Донбассе. Минер. сб., Львов, изд-во Львовского ун-та, № 19, вып. 1, 1965.

Левештейн М. Л. Закономерности метаморфизма углей Донецкого бассейна. Автореф. канд. дисс., Киев, Гос. ун-т, 1966.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1957.

Логвиненко Н. В. Угленосные формации Донбасса. Тезисы 4-го Всес. литол. совещ. Ташкент, 1959.

✓ Логвиненко Н. В. О некоторых особенностях метабенеза терригенных пород геосинклиналей. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.

✓ Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., изд-во «Наука», 1968.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Кулеско Г. И. К минералогии третичных огнеупорных глин Украины. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 4.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса. Сб. докладов сов. геологов к междуугольному конгрессу. М., изд-во АН СССР, 1967.

✓ Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии постдиагенетических изменений пород угленосных формаций. Сб. докладов к XXIII сессии Межд. геол. конгресса. М., изд-во «Наука», 1968.

Лукин А. Е. Формации карбоната северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 3.

Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с их нефтегазоносностью. Автореферат канд. дисс., Харьков, Гос. ун-т, 1970.

Милло Ж. Геология глин. Л., изд-во «Недра», 1968.

✓ Муравьев В. И. Эпигенетические изменения мезозойских отложений Юго-Востока Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.

✓ Муравьев В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

✓ Муравьев В. И., Дриц В. А., Салынь А. Л. Эпигенетическое изменение хлоритов. Симпозиум по глинам. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1968.

✓ Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., изд-во «Недра», 1965.

Перозно Г. Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР, 1964.

Петров В. П. Проблема монотермита. Сб. «Исследование и использование глин». Изд-во Львов. ун-та, 1958.

✓ Петров В. П. Геологическое значение изменчивости устойчивости глинистых минералов. Сб. «Геохимия, минер. и петр. осад. образований». М., изд-во АН СССР, 1963.

✓ Пинскер З. Г. О неупорядоченных структурах и процессах упорядочения. «Кристаллография», т. 5, вып. 4, 1960.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 11/2, 1964.

✓ Ратеев М. А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

✓ Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезито-трахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения. «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 1.

Резников А. П. Особенности литологии карбоновых месторождений угля на Северном Кавказе. Тр. АГУ АН СССР, вып. 5, М., изд-во АН СССР, 1956.

Русько Ю. А. О природе монотермита. Минер. сб. Львов. ун-та, № 15, 1962.

✓ Соболева С. В. Политипия минералов. Сб. «Итоги науки. Геохимия, минер. и петрография». Ин-т научн. информ. М., изд-во АН СССР, 1964.

Соколова Е. А. Глиноземистые аналоги глауконита. «Рентгенография минер. сырья», 1962, № 2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 4.

✓ Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., изд-во иностр. лит., 1951.

✓ Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., изд-во АН СССР, 1958.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., изд-во иностр. литер., 1962.

Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. Особенности осадко- и угленакпления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып. 73, 1963.

✓ Франк-Каменецкий В. А. Опыт кристаллохимической классификации глинистых минералов и смешаннослойных образований глин. Вестн. ЛГУ, № 12, вып. 2, 1961.

✓ Франк-Каменецкий В. А. О диоктаэдрических слоистых силикатах каолинового состава (судонг — хлорит). Тезисы совещ. по рентгенографии глин. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1965.

Франк-Каменецкий В. А., Логвиненко Н. В., Дриц В. А. Диоктаэдрический смешаннослойный минерал тосудит. Зап. Всес. минер. об-ва, серия геол., ч. 92, вып. 5, 1963.

Франк-Каменецкий В. А. Предисловие к книге «Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов». М., изд-во «Мир», 1965.

✓ Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В., Гойло Э. А. Гидротермальный синтез в системах галлуазит и каолинит + хлориды К, Na, Ca, Mg под давлением. В кн. «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., изд-во «Наука», 1969.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Матер. по термич. исслед. минералов. Слюды. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 4, 1956.

Чепиков К. Р., Ермолова Е. Д., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы. Докл. АН СССР, т. 125, № 5, 1959.

Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. О постседиментационных процессах в терригенных породах-коллекторах нефтяных месторождений Урало-Поволжья. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 6.

Шафрановский И. И. Кристаллы минералов. Кривогранные скелетные и зернистые формы. М., Госгеолтехиздат, 1961.

✓ Шахова Р. А. Электронографические исслед. смесей глинистых минералов. Зап. Всес. минер. об-ва, серия геол., ч. 91, вып. 5, 1962.

✓ Шутов В. Д. Генетическая интерпретация полиморфных модификаций минералов каолиновой группы. Тр. II совещ. по физическим методам исслед. М., изд-во «Наука», 1966.

Шутов В. Д., Долматова Г. В. Характер изменений каолинита в терригенных породах при глубинном изменении. Acta Univ. Carolinae, Geol. [1965] 1961.

✓ Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров В. А. Механизм постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду. Тр. межд. конгресса по глинам. Токио, 1969. Изд. ун-та Израйля. Иерусалим, 1966.

Altschuler Z. S., Dhvornik E. I., Kramer H. Transformation of Montmorillonite to Kaolinite during Weathering. Science, vol. 141, N 3576, 1963.

Bannister F. A. Brammalite (sodium — illite), a new mineral from Llandebie, South Wales. Miner. Mag., vol. 26, № 190, 1943.

Bohor B. High-temperature phase development in illitic clays. Proceed. 12-th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, London, 1964.

Brown B. E., Bailey S. W. Chlorite Polytypism: I. Regular and Semirandom One-Layer Structures. Amer. Min., vol. 7., N 7—8, 1962.

Burst J. F. Mineral Heterogeneity in «glaucanite» Pellets. Amer. Min. vol. 43, N 3—4, 1958.

✓ Burns A. F., White I. L. The Effects of Potassium Removal on the b-Dimension of Muscovite and Dioctahedral Soil Micaceous. Int. Clay Conf., vol. 14, Pergamon Press, London, 1964.

✓ Caillere S., Henin S. Mineralogie des argiles, Paris, Masson, 1963.

✓ Carrigy M. A., Mellon G. B. Authigenic Clay Mineral Cements in

Cretaceous and Tertiary Sandstones of Alberta (Canada). *Journ. Sed. Petr.*, vol. 34, N 3, 1964.

Carroll D. Chlorite in Central North Pacific Ocean sediments. *Proceedings of the International Clay Conference*. Tokyo, Japan, 1969, vol. 1, Israel Universities Press, Jerusalem, 1969.

Chillingar G. V., Riecke H. Relationship between High Overburden Pressure and Moisture Content of Halloysite and Dickite Clays. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 74, N 5, 1963.

Correns C. W. Experiments on the Decomposition of Silicates and Discussion of Chemical Weathering. *Clays and Clay Minerals*, vol. 10, Pergamon Press, 1963.

Escola P. The Mineral Facies of Rocks. *Norsk. geol. tidsskr.*, vol. 6, N 1, 1920.

Eugster H. P. Muscovite-Paragonite Join and its Use as a Geologic Thermometer. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 67, N 11, 1956.

Frey M. Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge*, vol. 137, 1969.

Füchtbauer H., Goldschmidt H. Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. *Int. Clay Conf.*, vol. 10, Pergamon Press, 1963.

Gastuche M. C. Kinetics of Acid Dissolution of Biotite. *Clays and Clay Min.*, vol. 10, Pergamon Press, 1963.

Gaudette H. E., Eades J. L., Grim R. E. The Nature of Illite. *Clays and Clay Min.*, vol. 13, Pergamon Press, 1966.

Green-Kelly D. Dehydration of Montmorillonite. *Miner. Mag.*, vol. 30, 1955.

Grim R. E., Bray R. H., Bradley W. F. Mica in Argillaceous Sediments. *Am. Miner.*, vol. 22, N 5-6, 1937.

Hill R. D. 14-Å Spacing in Kaoline Minerals. *Acta Cryst.* vol. 3, N 2, 120, 1955.

Hill R. D. Studies on Rehydrated and Refired Kaolinite Minerals. *Trans. Brit. Ceramics Soc.*, vol. 55, N 7, 1956.

Hower J. Some Factors Concerning the Nature and Origin of Glauconite. *Amer. Miner.*, vol. 46, N 1-2, 1961.

Hughes R. E., White W. A. A Flint Clay in Sangamon Country, Illinois. *Proceed. International Clay Conference*, Tokyo, Japan, vol. 1. Israel Universities Press, Jerusalem, 1969.

Karpova G. V. Clay Mineral Post-Sedimentary Ranks in Terrigenous Rocks. *Sedimentology*, vol. 13, N 1, 1969.

Keller W. D. Diagenesis in Clay Minerals—a Review. *Clays and Clay Minerals*, vol. 13, 1963.

Keller W. D. Processes of Origin and Alteration of Clay Minerals. *Soil Clay Mineralogy. A Symposium*. N. Caroline, U. S. A., 1964.

Kisch H. I. Zeolite Facies and Regional Rank of Bituminous Coals. *Geol. Mag.*, vol. 103, N 5, 1966.

Kisch H. I. Coal-Rank and Burial-Metamorphic Mineral Facies. *Advances in Organic Geochemistry*, 1968. Pergamon Press, Oxford, 1969.

Kobayachi K., Oinuma K., Sudo T. Clay Mineralogy of Recent Marine Sediments and Sedimentary Rocks from Japan. *Sedimentology*, vol. 3, № 3, 1964.

Kodama H., Shimoda S., Sudo T. Hydrrous Mica Complexes: their Structure and Chemical Composition. *Proceed. Inter. Clay Conference*, Tokyo, vol. 1. Israel Universities Press, Jerusalem, 1969.

Köster H. M. Beitrag zur Geochemie der Kaoline. *Proceed. Intern. Clay Conference*, Tokio, vol. 1. Israel Universities Press, Jerusalem, 1969.

Kulbicki G., Millot G. Diagenesis of Clay in Sedimentary and Petrol Series. *Clays and Clay Minerals*. 10 Nat. Conf., Pergamon Press, 1961.

Larsen G., Chillingar G. V. (Editors). *Diagenesis in Sediments*. Elsevier, Amsterdam, 1967.

- ✓ Lucas G. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine, vol. 23, 1963.
- Mackenzie R. C. The Differential Thermal Investigation of Clays. London, 1957.
- Mackenzie R. C. De Natura Lutorum. Clays and Clay Minerals, vol. 13, Pergamon Press, 1963.
- Millot G. Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). Sédimentologie, vol. 8, N 4, 1967.
- Müller G. Zur Kenntniss Di-octaedrischer vierschicht-phyllsilica te (suoit-Reihe der sudoit-chlorit-gruppe). Clays and Clay Min., vol. 14; Pergamon Press, 1963.
- Nelson B. W., Roy R. Synthesis of Chlorites and their Structural and Chemical Constitution. Am. Min., vol. 43, N 7—8, 1958.
- Oberlin A., Tchoubar C. Etude on microscopie et microdiffraction Electronique des epitaxies du fireclay sur la kaolinite. C. r. Acad. Sci., vol. 250, N 5, 1960.
- Pauling L. The Structure of Micaceous and Related Minerals. Proc. Nat. Acad. Science, U. S. A. vol. 16, N 123, 1930.
- Packham G. H., Crook S. A. W. The Principle of Diagenetic Facies and some of its Implication. J. Geol. vol. 68, N 4, 1960.
- Pedro G. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. Clay Min. Bull., vol. 4, N 26, 1961.
- Quin A. W., Glass H. D. Rank of coal and metamorphic grade of rocks of the Narragansett Basin of Rhode Island. Econ. Geol. vol. 53, 1958.
- Radoslovich E. W. Some Relation between Composition Cell Dimension and Structure of Layer Silicates. Clays and Clay Min., vol. 14, London, 1963.
- Rimsaite Y. Biotites intermediate between Dioctahedral and Trioctahedral Micas. Clays and Clay Minerals, Proceed. 15-th Nat. Conf., Pergamon Press, 1967.
- Rosenqvist I. Th. Studies in Position and Mobility of the H-Atoms in Hydrus Micas. Clays and Clay Min. vol. 13, Pergamon Press, 1963.
- ✓ Rozenfeld I. J. Paragonite in the Schist of Glebe Mountain, Southern Vermont. Amer. Min., vol. 41, N 1—2, 1956.
- ✓ Roy R., Brindley G. W. Study of Hydrothermal Reconstitution of the Kaolin Minerals. Clays and Clay Min. vol. 6, 1956.
- ✓ Shelton I. W. Authigenic Kaolinite in Sandstones. J. Sed. Petr., vol. 34, N 1, 1964.
- Shimoyama A., Johns W. D., Sudo T. Montmorillonite-kaolinite clay in acid clay deposits. Proceed. Iner. Clay Conf, Tokio, vol. I. Israel Universities Press, Yerusalem, 1969.
- ✓ Shirozu H. Chlorite Minerals. The Clays of Yapan, Geol. Survey of Yapan, 1969.
- ✓ Smith J. V., Yoder H. S. Experimental and Theoretical Studies of the Mica Polymorphism. Min. Mag., vol. 31, N 224, 1956.
- Stubican V., Roy R. A. New Approach to Assignment of Infra red Absorption Bands in Layer-Structure Silicates. Zeit. Krist. b. 115, 1961.
- Sudo T. Mineralogical Study of Clays of Japan. Tokyo, 1959.
- ✓ Sudo T. Interstratified Minerals from Japan, their Geological Behaviour and Origin. Clays and Clay Min. vol. 14, London, 1964.
- Van der Marel H. W. Quantitative Analysis of the Clay Separate of Soils. Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl., 1961.
- ✓ Velde B. Natural Illite Polyttypism. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 73, 1963.
- ✓ Velde B., Hower Y. Petrological Significance of Illite Polymorphism in Paleozoic Sedimentary Rocks. Amer. Min., vol. 48, N 7—8, 1963.
- ✓ Wahl F. M., Grim R. E. High-temperature DTA and X-ray Diffraction Studies of Reaction. Clays and Clay Min., vol. 14, London, 1964.

Walker G. F. Reaction of Expanding-Lattice Minerals with Glycerol and Ethylene Glycol. *Clay Min. Bull.*, vol. 3, 1958.

Weaver Ch. E. A. Lath Shaped Non-Expanded Dioctahedral 2:1 Clay Mineral. *Amer. Min.*, vol. 38, N 3—4, 1953.

✓ Weaver Ch. E. A. Classification of the 2:1 Clay Minerals. *Amer. Min.*, vol. 38, N 7—8, 1953.

Weaver Ch. E. The Effect and Geological Significance of Potassium «Fixation» by Expandable Clay Minerals derived from Muscovite, Biotite, Chlorite and Volcanic Material. *Amer. Min.*, vol. 43, N 9—10, 1958.

Weaver Ch. E. The Clay Petrology of Sediments. *Clays and Clay Min.*, Proc. 6-th Nat. Conf., London, 1959.

✓ White J. I. Transformation of Illite into Montmorillonite. *Proc. Soil Science Soc. Amer.*, vol. 15, Madison, Wisconsin, 1950.

✓ Yoder H. S., Eugster H. P. Synthetic and Natural Muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 8, N 5—6, 1955.

✓ Yoder H. S. Experimental Studies of Micas. A Synthesis. *Clays and Clay Miner.*, Proceedings. 6-th Nat. Conf., 1959.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
<b>Глава I. Глинистые минералы терригенных отложений</b>	
Вопросы классификации	8
Группа каолинита	11
Группа гидрослюд (слюд)	19
Группа монтмориллонита	40
Группа хлорита	47
Группа палыгорскита	55
Смешаннослойные образования	61
<b>Глава II. Ассоциации глинистых минералов в терригенных отложениях</b>	
Угленосно-бокситоносная формация	70
Угленосная параллическая формация субплатформенного типа	71
Угленосная формация краевых и передовых прогибов	72
Угленосная лимническая формация геосинклинальных прогибов	78
Угленосно-красноцветная формация	81
Красноцветная терригенная формация	84
Флишевые геосинклинальные формации	88
Ассоциации глинистых минералов в терригенных отложениях на стадии начального катагенеза	90
Минеральные ассоциации на стадиях глубинного катагенеза и метагенеза	99
Минеральные ассоциации локального эпигенеза	105
<b>Глава III. Генезис глинистых минералов в терригенных отложениях</b>	
113	
<b>Глава IV. Минеральные глинистые постседиментационные ряды в терригенных отложениях</b>	
129	
<b>Глава V. Стадии постдиагенетических изменений осадочных пород</b>	
139	
Катагенез	141
Метагенез	144
Заключение	150
Фототаблицы и объяснения к ним	153
Список литературы	165

325

Галина Васильевна Карпова

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ  
В ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Редактор издательства *Л. В. Власова*.

Техн. редактор *З. А. Болдырева*.

Корректор *С. С. Борисова*

Сдано в набор 23/VIII 1971 г. Подписано в печать 16/V 1972 г. Т-07662. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. 11,30. Бумага № 2.  
Индекс 1-4-1. Тираж 1600. Цена 1 р. 13 к.  
Заказ 1954/4020-1.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

---

Саратов. Объединение «Полиграфист»,  
пр. Кирова, 27.