

В.Д.ШУТОВ

Минеральные
парагенезы
граувакковых
комплексов



ИЗДАТЕЛЬСТВО « НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Д. ШУТОВ

Минеральные
парагенезы
граувакковых
комплексов

Труды, вып. 278



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1975

Academy of Sciences of the USSR
Orderer of the Red Banner of Labour Geological Institute

V. D. Shutov

MINERAL PARAGENESES OF GREYWACKE COMPLEXES

Transactions, vol. 278

Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. Шутов В.Д. М., "Наука", 1975 г.

Изучение граувакк Верхоянья, Караганды, Джезказгана, Западного Донбасса и анализ мирового материала по этим образованиям позволили разработать новую методику исследования их парагенетических минеральных ассоциаций и предложить генетическую классификацию граувакк, раскрывающую взаимосвязь между минеральными парагенезами, геологическими обстановками формирования и потенциально перспективными видами полезных ископаемых. Установлены петрогенный, апосапрогенный, туфогенный, тефрогенный, вулканотерригенный, литокластогенный, субкарбогенный, солено-лагунный и метагенный минеральные парагенезы. Для каждого минерального парагенеза граувакк показана внутренняя связь между обломочными фрагментами пород и тонкодисперсным веществом, что позволило вскрыть стадийность образования граувакк, начиная от восстановления источников сноса, фациально-климатических обстановок осадконакопления, степени эпигенетической переработки и кончая прогнозом возможных полезных ископаемых, свойственных определенному типу минеральных парагенезов граувакковых пород. Табл. 23, илл. 37, библи. 151 назв.

Редакционная коллегия:

Академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
академик *В.В. Меннер, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

В.И. Муравьев

Editorial board:

Academician *A.V. Feive* (Chief Editor),
Academician *V.V. Menner, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev*

Responsible editor

V.I. Muraviev

ПРЕДИСЛОВИЕ

Граувакки — одно из важнейших петрографических семейств терригенных и вулканогенно-обломочных формаций тектонически активных участков земной коры. Настоятельная необходимость в детальном изучении, типизации и классификации этого семейства пород возникла в последние годы¹. Это объясняется все большим интересом геологов и литологов к изучению древних и современных геосинклинальных систем, среди которых толщам грауваккового состава принадлежит весьма важная роль. Объектом исследования автора стали граувакковые комплексы терригенных и вулканогенно-обломочных формаций предгорных и межгорных впадин, а также миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных прогибов, расположенных в разных климатических зонах.

Под граувакковым комплексом понимаются граувакки гравийно-песчано-алевритового состава, перемежающиеся с пластами собственно глин и (или) аргиллитов.

При изучении граувакковых комплексов был применен метод стадийного анализа минеральных парагенезов, под которым, как известно, понимается совместное (парагенетическое) изучение всех составных частей полного гранулометрического спектра терригенных и (или) вулканогенно-обломочных образований с выяснением последовательности формирования и изменения отдельных компонентов.

Однако в отличие от предшествующих работ, где этот метод применялся при изучении региональных комплексов и решении частных задач по реконструкции истории геологического развития отдельных регионов, в данной работе он использован для выяснения основных закономерностей образования одного петрографического семейства — граувакк, развитых в разных тектонических, фациальных и климатических обстановках. Это потребовало существенного расширения и видоизменения аналитического аппарата метода исследования парагенетических минеральных ассоциаций. Основные черты нового подхода следующие.

1. Широкое применение, помимо минералого-петрографического, геохимического стадийного изучения, позволившего проследить особенности минералого-химического состава граувакковых комплексов на разных стадиях осадочного процесса.

2. Изучение внутренних связей между минералогией и химией обломочного и тонкодисперсного вещества. Например, в сферу исследования включалось выделение глинистых минералов из внутренних объемов терригенных и (или) вулканогенных обломков песчаников и (или) туфов и их сравнительное изучение с соответствующими минералами из других частей гранулометрического спектра песчаник — глина и (или) аргиллит.

Такое изучение дало возможность установить причинную взаимосвязь между различными частями гранулометрического спектра, а это, в свою очередь, поз-

¹История возникновения и изменения значения термина "граувакка" даны в статье В.Д. Шутова (1965), а также во введении к книге "Граувакки", 1972 (коллектив авторов: В.Д. Шутов, А.Г. Коссовская, В.И. Муравьев, Р.М. Юркова, Т.Н. Соколова).

волило более глубоко понять все стадии образования граувакк разного типа, начиная от установления источников сноса и (или) характера исходного вулканогенного материала, фациально-климатических обстановок осадконакопления, выявления уровней эпигенетической переработки и кончая общим анализом возникновения связанных с граувакками полезных ископаемых.

Таким образом, основная задача настоящей работы может быть сформулирована, как составление на базе всестороннего изучения граувакковых комплексов их общей генетической классификации, которая раскрыла бы взаимосвязи между минеральными парагенезами граувакк, геологическими обстановками их формирования и потенциально перспективными видами полезных ископаемых.

Работа состоит из четырех глав, введения и заключения. В первой главе разобраны минеральные парагенезы граувакковых комплексов, относящихся к терригенной группе пород, во второй – к вулканогенной, в третьей – к фациально-аутигенной, в четвертой – к группе метабазитовых образований. В заключении описаны седиментационно-тектонические (формационные) связи генетических типов граувакк с другими терригенными накоплениями, изложена общая классификация минеральных парагенезов граувакковых комплексов и указаны полезные ископаемые, свойственные их отдельным типам.

Автор выражает свою глубокую благодарность П.П. Тимофееву за постоянное содействие и помощь в работе, А.Г.Коссовской, В.И.Муравьеву и В.А.Дрицу, сделавшим ряд ценных замечаний, а также А.Л. Соколовой, М.Е. Горшковой, Н.П. Рыбак и З.В. Булычевой, оказавшим автору большую помощь в подготовке и оформлении работы.

ВВЕДЕНИЕ

Для составления генетической типизации парагенезов песчано-граувакковых пород и сопряженных с ними глин и (или) аргиллитов потребовались специальные исследования отложений разного петрографического состава, сформированных в различных тектонических и климатических условиях. Такие исследования проведены на примере граувакковых комплексов Караганды, Джезказгана и Западного Донбасса, изученных автором, а также граувакк ряда других – угленосных, меденосных и соленосных формаций, изученных сотрудниками отдела минералогии осадочных пород ГИН АН СССР – А.Г. Коссовской, В.И. Муравьевым, Р.М. Юрковой, Т.Н. Соколовой (Граувакки, 1972).

В настоящей работе дается обобщение этих исследований в совокупности с дополнительным анализом всего имеющегося литературного материала по характерным типам граувакк разного возраста, состава и структурного положения, развитых как в СССР, так и за его пределами.

Все многообразие минеральных парагенезов граувакковых комплексов можно разделить на четыре группы в зависимости от происхождения основной массы структурно-минералогических компонентов, образующих гранулометрический спектр песчаник – глина и (или) аргиллит. Соотношение между различными группами минеральных парагенезов граувакк показано в табл. 1.

Проведенные исследования дали возможность найти дополнительные критерии для такого разграничения минеральных парагенезов. Таким критерием явилось сравнение ассоциаций глинистых минералов, выделенных из трех основных структурно-минералогических компонентов гранулометрического спектра: а) основной массы глин и (или) аргиллитов, б) цемента песчаников, в) собственно обломочных зерен песчаников.

В терригенных парагенезах, сформированных за счет непрерывного размельчения и отмучивания материала из консолидированного субстрата питающей провинции, имеет место следующее соотношение степени совершенства ассоциаций глинистых минералов: худшая окристаллизованность глинистых минералов наблюдается среди массы глин, в цементе песчаников она улучшается, а в глинистых минералах, выделенных непосредственно из зерен обломочного костяка пород (тщательно отмытого от цемента), она максимально хорошая.

Условно направленность окристаллизованности глинистых минералов можно изобразить так: глины → цемент песчаников → обломки пород. Это обусловлено, во-первых, единым процессом истирания материнских пород и естественным отмучиванием из них тонких ("глинистых") фракций, состоящих из глинистых и слюдястых минералов, консолидированного вещества пород источников сноса; во-вторых, общей деградацией глинисто-слюдястых минералов, слагающих дисперсную взвесь. Естественно, что с увеличением сроков пребывания дисперсной взвеси в седиментационной среде степень деградации исходных минералов со слоистой структурой будет увеличиваться. Поэтому все глинистые минералы собственно глин деградированы максимально, а ассоциация дисперсных слоистых силикатов, выделенных из обломков, не успевших дезинтегрироваться в природном процессе, характеризуется минимальной

Таблица 1

Соотношение между различными группами минеральных парагенезов граувакк

Терригенные парагенезы граувакк	Вулканогенные парагенезы граувакк
Фациально-аутигенные парагенезы граувакк	
Метагенные парагенезы граувакк	

деградацией. Глинистые минералы цементирующей массы песчаников займут промежуточное положение.

Эпигенез (начальный), как правило, не меняет направленности общей окристаллизованности исходных глинистых минералов в гранулометрическом спектре терригенных парагенезов. Очевидно, процесс эпигенетической перекристаллизации тонкодисперсного материала не стирает, а в значительной степени наследует главнейшие кристаллохимические особенности, свойственные глинистым минералам седиментационной стадии. Породы рассматриваемой группы образуют, как правило, мощные толщи и серии, слагающие крупные структурные элементы как в складчатых, так и в платформенных областях.

Вулканогенным парагенезам, образованным свежим туфогенным или пепловым материалом, а также веществом, возникшим в результате разрушения и размыва свежих и (или) квазисвежих потоков, экструзий и конусов вулканических аппаратов, свойственно иное соотношение степени совершенства ассоциаций глинистых минералов: худшая окристаллизованность глинистых минералов наблюдается внутри свежих вулканических обломков, в глинах она улучшается, а среди цемента песчаников она наиболее совершенна. Иными словами, имеет место следующий ряд аградации глинистых минералов: обломки песчаников → глины → цемент песчаников. В отличие от консолидированного вещества питающего субстрата терригенных пород, богатого вторичными минералами со сложной структурой, исходное вещество вулканогенных парагенезов характеризуется свежестью и часто стерильностью с точки зрения присутствия в нем вторичных слюдисто-глинистых минералов. Поэтому все глинистые минералы вулканогенного вещества имеют преимущественно аутигенный характер. Этим объясняется и общая направленность в окристаллизации глинистых минералов, связанная в вулканогенных парагенезах, в первую очередь, с наличием большего или меньшего порового пространства для аутигенного роста минералов. Естественно, что свежие вулканогенно-обломочные фрагменты, независимо от их аморфного или кристаллического состояния, отличаются минимальной пористостью и проницаемостью. Совокупность тонкодисперсных обломков, из которых разовьются впоследствии глинистые и (или) аргиллитовые породы, характеризуется более высокими значениями этих констант. Пространства между крупными обломочными фрагментами, которые заполняются позднее цементирующей массой песчаных или туфогенно-кластических пород, создают самые благоприятные условия для аутигенного роста и хорошей окристаллизованности глинистых минералов.

Породы этой группы образуют толщи, пласты и прослои различной мощности, участвуя в сложной структур в основном складчатых областей.

В фациально-аутигенных парагенезах, сформированных в гумидных или аридных зонах за счет соответствующего преобразования терригенного или вулканического материала, ассоциация, выделенная из обломков терригенных и (или) вулканогенных пород, резко отличается от набора глинистых минералов основной массы глин и цемента песчаников. Причем минералы цемента лучше окристаллизованы, чем глины. Общий состав и направленность окристаллизации

глинистого вещества могут быть представлены следующим неравенством: обломки песчаников + глины → цемент песчаников. При очень сильной фациально-климатической переработке исходного материала ассоциация глинистых минералов в обломках может быть замещена на аутигенный комплекс, свойственный глинам и цементу песчаных пород. В этом случае нужно рассматривать слои (в разрезе или на площади), которые формировались при менее ярко выраженном климатическом режиме, и среди их парагенеза легко обнаружить указанное выше неравенство. Толщи с фациально-аутигенными парагенезами пород имеют, как правило, ритмический тип строения, среди которого отыскать слои, характеризующиеся более умеренной фациально-климатической переработкой материала, не представляет труда.

В метагенных парагенезах, сформированных за счет постседиментационного термодинамического, но еще не метаморфического преобразования пород, относящихся ко всем разобранным выше группам парагенезов, происходит внутренняя перекристаллизация терригенных и (или) вулканогенных обломков, сопровождающаяся общей гомогенизацией пород. В этих условиях глинистые минералы уступают место минералам со слоистыми структурами, которые и слагают все структурно-минералогические компоненты метагенного парагенеза. Иными словами, имеет место следующее равенство: обломки пород = цемент песчаников = аргиллиты.

ГРУППА ТЕРРИГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Эта группа объединяет самые распространенные типы минеральных парагенезов граувакковых пород. Среди нее могут быть выделены следующие типы:

- 1) петрогенный комплекс,
- 2) апосапрогенный комплекс,
- 3) литокластогенный комплекс.

Все три типа широко распространены среди граувакковых накоплений. Однако первый – петрогенный тип объединяет наиболее типичные и характерные примеры грауваккообразования в процессе одноциклового разрушения питающих областей, сложенных различными петрографическими комплексами магматических и (или) метаморфических пород.

ПЕТРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

К петрогенным парагенезам относятся такие гранулометрические спектры пород, формирование которых на всех стадиях их образования и изменения связано со спецификой состава петрографического субстрата питающих областей. В соответствии с этим наблюдается большой набор частных видов парагенезов, возникающих за счет разрушения широкой гаммы эффузивных и интрузивных пород основного и кислого состава. Ниже дается обобщенная характеристика этого парагенеза.

ТЕРРИГЕННАЯ ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. Разнообразные минералогические поля песчаников петрогенного парагенеза показаны на классификационном треугольнике (фиг. 1). Отдельные поля в совокупности образуют единую вытянутую зону, протягивающуюся от полюса обломков пород вдоль биссектрисы треугольника и далее до середины поля граувакковых аркоз. Характерно, что подавляющее большинство этих полей укладывается в пространство ниже биссектрисы, характеризующей в треугольнике геометрическое место точек с одинаковым соотношением кварц: полевые шпаты. Следовательно, они укладываются в классификационные поля собственно граувакк и их кварц-полевошпатовых разновидностей, связанных с разрушением эффузивных и интрузивных пород преимущественно основного и среднего состава. Во всех петрогенных граувакках существует (в пределах частиц песчаной размерности) прямая зависимость между увеличением числа обломков пород и ростом среднего диаметра зерен. Чем более крупнозернисты песчаники, тем выше содержание в них обломков пород. Это проявляется как в пределах гранулометрического спектра отдельных песчаников, так и внутри частных полей при статистическом рассмотрении соответствующих показателей.

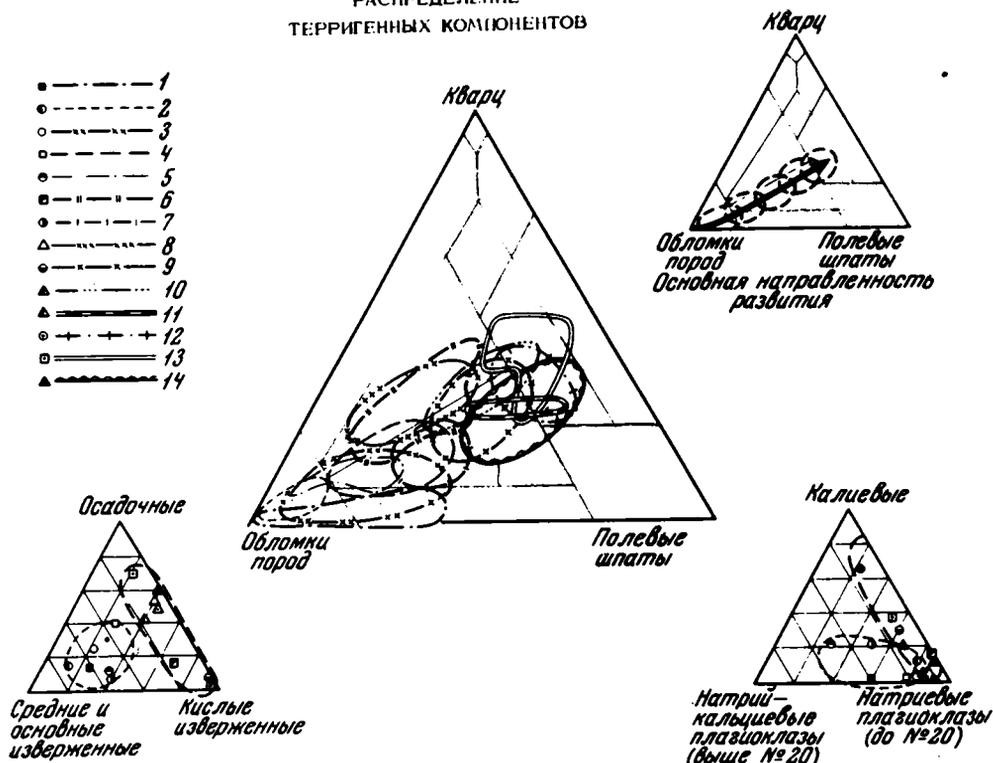
Если фациальная природа песчаников сопряжена с их гранулометрическими особенностями, наблюдается определенная взаимосвязь фаций с количеством обломков пород в составе песчаников. Примером могут служить

верхнепермские граувакки Оренбургского Приуралья, где степень общей дезинтеграции обломочного материала постепенно повышается с переходом от аллювиальных фаций к дельтовым и далее к более бассейновым отложениям, представленным наиболее тонкозернистыми песчаниками (фиг. 2).

Однако ориентировку всех полей песчаников, образующих в треугольнике широкую зону простиранием "с юго-запада на северо-восток", нельзя объяснить только дезинтеграцией исходно однородного материала. Анализ дочерних треугольников легко обнаруживает два принципиально разных типа исходного обломочного материала. Треугольники, составленные и для обломков пород, и для полевых шпатов, в равной мере как и более детальные сведения по видимому составу обломков пород (см. фиг. 1 и табл. 2), показывают, что все поля петрогенных песчаников делятся на две группы грауваккообразования. В первой находятся поля, обломочный материал которых поступает главным образом в результате разрушения основных и средних эффузивных образований — диабазов, спилитов, базальтов, порфиритов и др. с незначительной примесью других, второстепенных компонентов из числа собственно осадочных или магматических пород кислого состава. Для этой группы характерно присутствие Na—Ca плагиоклазов и незначительной примеси калиевых полевых шпатов (см. фиг. 1).

Вторая группа петрогенного грауваккообразования связана с разрушением средних и кислых пород интрузивного цикла. Это в основном гранодиоритовые и в меньшей степени кварц-диоритовые, а также собственно гранитные (часто плагиогранитные) интрузивные образования и их глубинно-метаморфические аналоги из группы гнейсов. Основная масса обломочных зерен представлена в этом материале полевыми шпатами и кварцем. Обломки пород встречаются в подчиненном количестве. Среди них, как показали работы Маттиата (Mattiat, 1960) по классическим кульмским грауваккам Гарца и Р.М. Юрковой (1969) по третичным грауваккам Сахалина, значительно распространены различные сростки таких минералов, как плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, кварц, биотит и роговая обманка. Первичная структура материнских пород настолько крупнозерниста, что среди обломочных зерен песчаной размерности могут присутствовать, как правило, лишь отдельные ее фрагменты, представленные сростками перечисленных выше минералов. И только искусственная, мысленная интеграция присутствующих сростков, подобная той, какую рекомендует в своих методических приемах исследования Р.М. Юркова (Граувакки, 1972), может привести к ясным структурным представлениям о характере материнских образований. Наряду с петрогенными обломками — сростками присутствуют и второстепенные — "аксессуарные" компоненты в виде обломков осадочных и эффузивных пород кислого и (или) основного состава. Однако, как и в предыдущей группе соответствующих граувакк, петрогенный характер всего парагенеза в целом будет определяться не всем второстепенным набором обломков пород, играющим чаще всего роль инертного разбавителя, а породообразующими компонентами, заимствованными из главных материнских образований. Важным породообразующим компонентом граувакк данной группы, который определяет во многом и характер дисперсно-глинистых минералов всего парагенеза, является биотит. Его присутствие в виде постоянного компонента во всех песчаниках служит одним из характерных признаков обломочного вещества второй группы петрогенного парагенеза (см. табл. 2). В ассоциации полевых шпатов эта группа характеризуется широким развитием, наряду с Na-плагиоклазами, калиевых полевых шпатов и крайне ничтожными примесями Ca- и Ca-Na-плагиоклазов. В соответствии с разным типом породообразующих компонентов в двух группах петрогенных граувакк присутствуют и различные "тяжелые" аксессуары. В первой преобладают рудные минералы (ильменит, магнетит, хромит), а также некоторые устойчивые минералы, пикотит, иногда пироксены и амфиболы, в то время как во второй группе наряду с биотитом присутствуют гранаты, апатит и весь комплекс устойчивых минералов, характерный для гранитоидных пород, — циркон, ставролит, турмалин, рутил и т.д. (см. табл. 2).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



Фиг. 1. Петрогенные комплексы (терригенная группа граувакк)

1 - $P_1 kg$ - параличская подформация Печорского бассейна, по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 2 - N_{mi}^1 - угленосный комплекс Сахалина, по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 3 - P_{2uf+kg} - солоно-лагунный комплекс Оренбургского Приуралья, по Т.Н. Соколовой (Граувакки, 1972); 4 - N_{mi}^1 - флишоидный комплекс Сахалина, по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 5 - $S_{2+3?}$ - сумма петрогенных горизонтов в континентальной подформации Караганды, по В.Д. Шутову (Граувакки, 1972); 6 - $N_{mi2+pl1}$ - глинисто-кремнистый комплекс Сахалина, по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 7 - P_{2tat} - континентальная подформация Оренбургского Приуралья, по Т.Н. Соколовой (Граувакки, 1972); 8 - C_1 - граувакки Верхнего Гарца (Mattiat, 1960); 9 - N_{pl1}^1 - угленосный паралический комплекс Сахалина, по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 10 - C_1 - граувакки Нижнего Гарца (Huckenholz, 1959); 11 - C_1 - граувакки Среднего Гарца (Helmbold, 1952); 12 - N_{pl2}^2 - молассовый комплекс Сахалина, по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 13 - J_3 - угленосный комплекс Приверхоянья (Коссовская, 1962); 14 - J_1 - угленосная серия (VI+VII ассоциации) Иркутского бассейна (Копорулин, 1965)

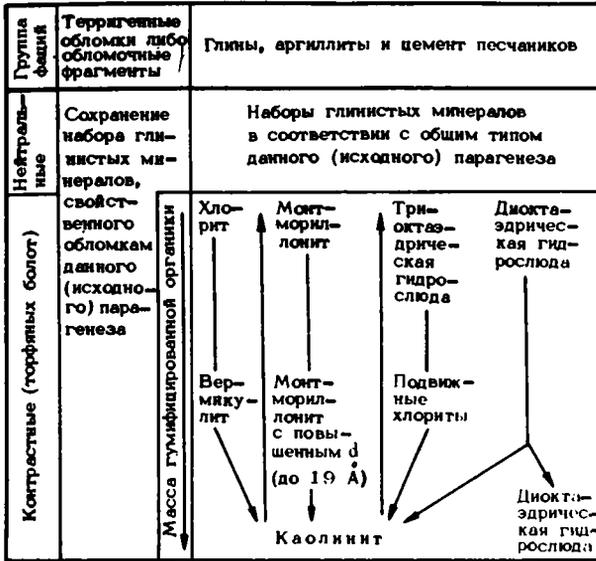
Химизм. Данных по химическому составу обломочной части петрогенных граувакк нет. Все химические анализы относятся к граувакковой породе в целом. Сделана попытка определить химический состав всей совокупности петрогенных граувакк с выяснением специфики химизма в ее двух группах основного и кислого состава. Отобраны средние данные по химическим анализам граувакк, занимающих определенное положение в петрогенной зоне классификационного треугольника (фиг. 3, точки А-Г). В табл. 3 показано, что средние данные по выбранным анализам не являются случайными, а очень близки к химическому составу материнского магматического субстрата, образующего последовательный ряд от основных порфиров через спилитовые

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)**

Субкарбонатный парагенез

← Улучшение окристаллизации в терригенной группе

← Улучшение окристаллизации в вулканогенной группе



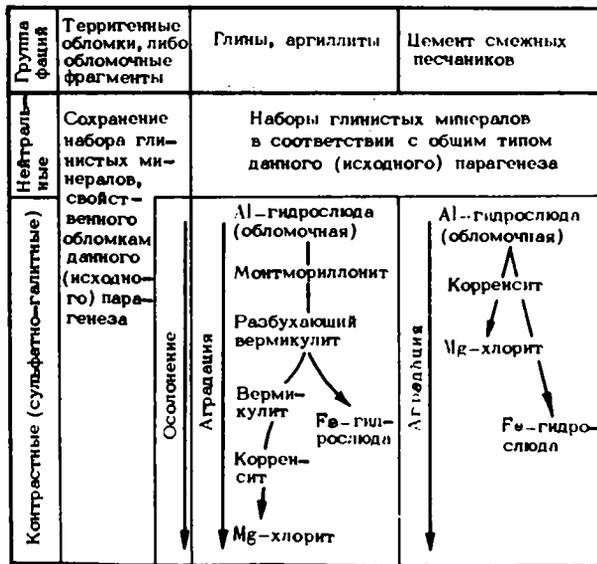
Специфический состав глинистых минералов

Улучшение окристаллизации от глин к песчаникам

Салсалагенный парагенез

← Улучшение окристаллизации в терригенной группе

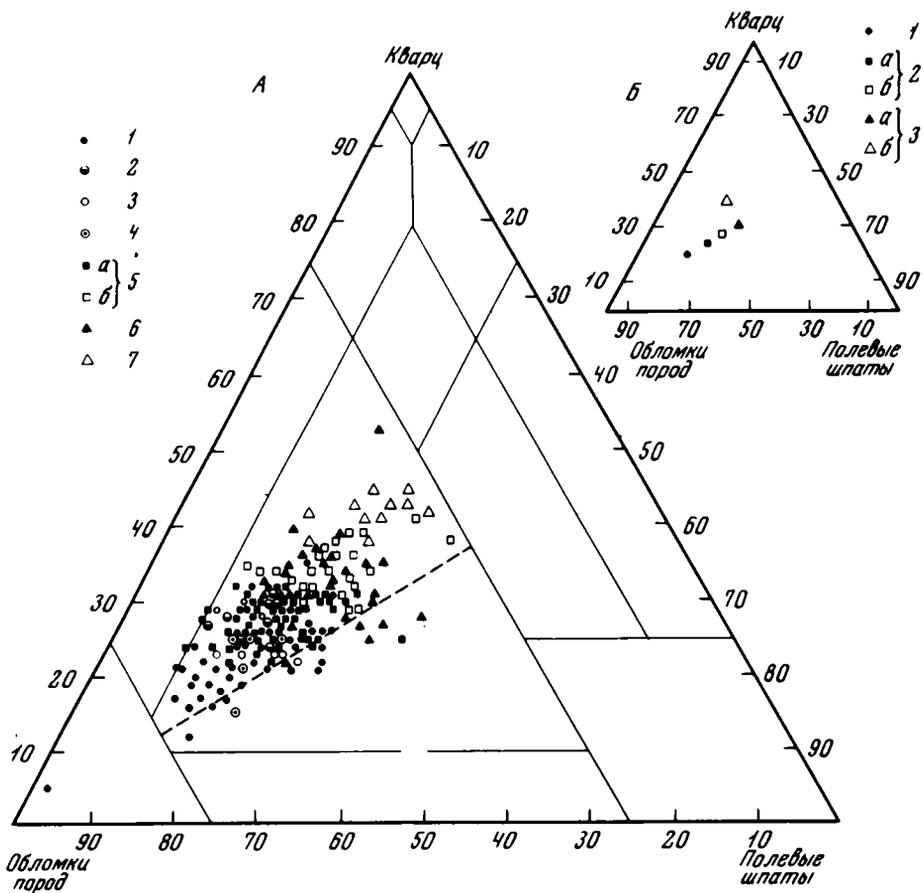
← Улучшение окристаллизации в вулканогенной группе



Специфический состав глинистых минералов

Улучшение окристаллизации глинистых минералов

Фиг. 1



Фиг. 2. Диаграмма изменения соотношения породообразующих компонентов граувакковых песчаников континентальной подформации в зависимости от изменения фациальной обстановки, по Т.Н. Соколовой (Граувакки, 1972)

А - отложения: 1 - речные; 2 - поймы; 3 - временных континентальных потоков; 4 - застойных водоемов; 5 - дельтовые (а - дельты, расположенные ближе к суше, б - дальше от суши); 6 - зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; 7 - прослой среди глинистых осадков лагун и заливов. Б - 1 - континентальные; 2 - дельтовые (а - дельты, расположенные ближе к суше, б - дальше от суши); 3 - лагунные (а - зона волновой ряби заливно-лагунного побережья, б - прослой среди глинистых осадков лагун и заливов)

(диабазовые) и гранодиоритовые породы до собственно гранитно-аркозовых образований. В качестве сравнительного материала по материнским породам приведены либо литературные данные по химизму соответствующих образований, либо конкретные средние данные по реальным породам магматического субстрата, игравшего роль источника терригенного питания. В табл. 4 приведены более обобщенные данные по грауваккам основного ($A+B$) и кислого ($B+Г$) состава, а также по химическому составу всех петрогенных граувакк в целом ($A+B+В+Г$). Интересно, что эти результаты очень близки к среднему составу граувакк, вычисленному Петтиджоном (Pettijohn, 1963) на основании учета 157 анализов различных граувакк. Однако наиболее близок средний состав петрогенных граувакк к химическому составу эвгеосинклиальных песчаников, вычисленному Миддлетоном (Middleton, 1960). К эвгеосинклиальным песчаникам Миддлетон относит граувакковые образования, возникшие в результате разрушения субстрата внутренних (эвгеосинклиальных) зон складчатых областей, сложенного магматическими (и глубоко метамор-

физированными) породами основного и кислого состава. Миддлетон подчеркивает, что его эвгеосинклинальные песчаники связаны непрерывными переходами с собственными аркозовыми ("тефрогеосинклинальными") образованиями. По своей природе они ближе всего стоят к "высоким" грауваккам (high-rang graywackes) Крынина (Krynine, 1948), которые сформировались также за счет разрушения магматического (и глубинно-метаморфического) субстрата внутренних зон геосинклинали. Характерно, что и по общему содержанию главных компонентов (SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , Na_2O , K_2O), и по ряду специфических коэффициентов петрогенные граувакки близки эвгеосинклинальным песчаникам Миддлетона (см. табл. 4). Среди коэффициентов особое значение имеют соотношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и предложенный Мид-

Таблица 2

Средний минеральный состав обломочных компонентов в петрогенных граувакках (по данным подсчетов в шлифах)

Компоненты	Районы и геологический возраст граувакк													
	Печорский бассейн, P ₁	Сахалин, T ₁	Оренбургское Приуралье, P ₁	Сахалин, T ₂	Керамандиский бассейн, C ₂	Сахалин, T ₃	Оренбургское Приуралье, P ₂	Гари Верхний, C ₁	Сахалин, T ₄	Гари Нижний, C ₁	Гари Средний, C ₁	Сахалин, T ₅	Верхоянье, J ₃	Иркутский бассейн (VI-VII асс.), J ₁
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Обломки пород														
Спилиды	+++		+				+							
Диабазы	+++		++		+									
Порфириды		+++			++									
Андезит-базальты	+			++										
Туфо-порфириды		+			++									
Диориты						++								
Кварцевые диориты						++	+							
Альбитофиры						++	++						++	
Фельзиты		+				++	++	+		++				
Гранодиориты								++	++			++		
Кварциты, кремни			+					++	++	++				
Гранитоиды								++	++	++			++	
Метаморфизованные сланцы										++	++			
Плагиограниты											++			
Фидилиты												++		
Гранито-гнейсы								+					++	
Гнейсы														++
Кварц-биотитовые сланцы							+	+						++
Кварц-хлоритовые сланцы								+						++
Граниты								+	+					++
Минералы														
Альбит	++		++				++	++					++	
Альбит-андезин		+++		++	++	++		++	++	++	++	++	++	++
К-полевые шпаты					++	++		++	++	++	++	++	++	++
Кварц	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++	++
Ильменит	+	+	+	+	+	+	++	+	+	++	++	++	++	++
Пикотит	+		+	+	+	+			+					
Хромит	+	+	+	+	+	+								
Магнетит			+	+	+	+			+					
Лейкоксен	+		+	+	+	+							+	
Пироксен		+		+										
Биотит							++		+	++	++	++	++	++
Апатит					+	+	+					++	++	++
Амфиболы		+					++						++	++
Эпидот		+			+					+	++	++	++	++
Сфен		+			+						++	++	++	++
Циркон и др. устойчивые	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. +++ - десятки %; ++ - единицы %; + - доли %.

Таблица 3

Химические анализы петрогенных граувакк и соответствующих пород области источников

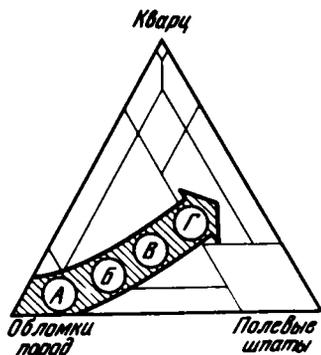
Компоненты	А Порфиритовые граувакки Караганды (Шутов, 1972 г.)		Средние анализы андезитов, 49обр. (Nockolds, 1954)	Б Диабаз-спилитовые граувакки Печорского бассейна (Косовская, 1972 г.)		Среднее из анализов диабазов, спилитов и диабазовых порфиритов, 20 обр. (Калайтан, 1962)
	обр. 26/кг	обр. 75/кг		обр. 152/Р	обр. 26/О	
SiO ₂	54,07	57,29	54,20	62,91	61,01	59,65
TiO ₂	0,85	0,85	1,31	0,98	0,74	0,49
Al ₂ O ₃	17,97	18,20	17,17	12,48	12,55	14,78
Fe ₂ O ₃	Нет	0,53	3,48	0,97	0,77	2,92
FeO	4,86	5,06	5,49	4,60	4,13	5,65
MnO	0,28	0,08	0,15	0,09	0,07	0,10
CaO	-	2,94	7,92	3,56	5,72	4,07
MgO	2,90	1,95	4,36	3,48	2,62	4,54
Na ₂ O	3,47	3,26	3,67	2,82	3,46	4,03
K ₂ O	1,72	1,72	1,11	0,92	1,02	0,58
H ₂ O ⁺	3,50	3,73	0,86	3,16	2,36	0,34
H ₂ O ⁻	1,53	1,34	-	0,50	0,31	-
CO ₂	4,40	2,05	-	3,24	5,04	2,46
C	Нет	0,45	-	Нет	Нет	-
P ₂ O ₅	0,16	0,12	0,28	0,18	0,18	0,10
Сумма	100,55	99,57	100,00	99,89	99,98	99,73
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,49	0,53		0,33	0,29	
		0,51	0,30	0,31		0,17
$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$	0,28	0,30		0,30	0,36	
		0,29	0,28	0,33		0,38
$\frac{Fe_2O_3+FeO+MgO}{Al_2O_3}$	0,43	0,41	0,77	0,72	0,60	0,88

длетоном коэффициент $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, отражающий соотношение в породе полевых шпатов (для полевых шпатов коэффициент равен 0,5 - 1:1) и глинистых минералов (0,15 - 0,5:1). Соотношение щелочей в песчаниках аркозовой и эвгеосинклинальной групп, по Миддлетону, показано на фиг. 4. Распределение этого соотношения в петрогенных граувакках образует, как и в песчаниках эвгеосинклиналей, непрерывный ряд от 0,29 до 1 (см. табл. 3 и 4). Что касается коэффициента $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, то близки не только его абсолютные величины 0,35 и 0,32, но и интервалы колебания в гистограмме его распределения (фиг. 5). Последнее особенно интересно, так как подчеркивает характер петрогенного ряда, внутри которого идет постепенное сокращение роли глинистых минералов (в соответствии с падением основности магматических пород) и повышение значения полевых шпатов, достигающих максимума уже за пределами собственно граувакковых пород - в аркозовых образованиях.

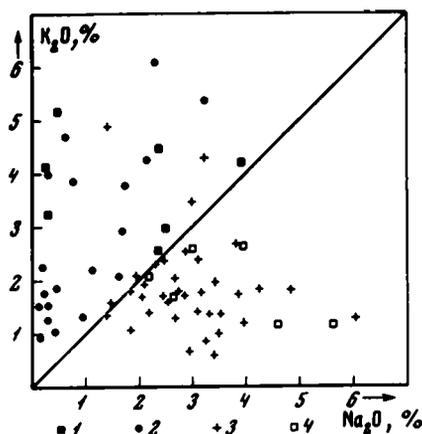
B Преимущественно гранодиоритовые граувакки Гарца (Mattiat, 1960)		Среднее из анализов гранодиоритов, 131 обр. (Nockolds, 1954)	Г Гранитоидные граувакки хребта Кисо, Япония (Jsomí et al., 1966)		Средние данные по аркозам (Pettijohn, 1963)
среднее из 2 проб	среднее из 6 проб		обычный тип, среднее из 3 обр.	необычный тип, среднее из 4 обр.	
68,59	70,6	66,88	72,31	74,70	77,1
0,42	0,7	0,37	0,30	0,38	0,3
13,25	13,5	15,66	10,53	9,96	8,7
0,71	2,2	1,33	0,86	0,84	1,5
3,77	1,6	2,59	1,26	1,68	0,7
0,35	0,1	0,07	0,04	0,04	0,2
1,98	1,3	3,52	3,15	2,60	2,7
1,55	1,6	1,57	1,25	1,31	0,5
3,62	2,9	3,84	2,66	1,94	1,5
1,56	1,6	3,07	2,86	2,81	2,8
2,36	2,8	0,65	1,22	1,24	0,9
-	0,3	-	0,26	0,02	-
1,64	0,6	-	2,81	2,21	3,0
0,10	-	-	0,13	0,23	-
0,15	0,2	0,28	0,14	0,11	0,1
100,27	100,00	99,90	99,78	100,07	100,0
0,43	0,55		1,07	1,45	
	0,49	0,80		1,11	1,86
0,39	0,33		0,52	0,55	
	0,36	0,44		0,52	0,50
0,45	0,40	0,35	0,32	0,38	0,31

Любопытно различия в химизме петрогенных граувакк и средних граувакк Петтиджона. Они заключаются, с одной стороны, в меньшей кремнистости первых (65,29% против 66,7%, см. табл. 4), что, очевидно, связано с включением в общий состав средних граувакк Петтиджона литокластических (или, по Миддлстону, многоосинклинальных) типов, содержащих в среднем до 68,43% кремниесилы (см. табл. 4). С другой стороны, граувакки Петтиджона отличаются как более высоким содержанием суммарного железа (5,1% против 4,14%), так и более высоким абсолютным значением коэффициента фемичности $(Fe_2O_3 + FeO + MgO) / Al_2O_3$ (0,53 против 0,46 в петрогенных граувакках, см. табл. 4). Последнее может, очевидно, объясняться включением в средний тип граувакк Петтиджона большого количества собственно вулканогенных образований основного состава.

Фиг. 3. Зона петрогенных граувакк и соответствующие точки (А, Б, В, Г) среднего химического анализа пород

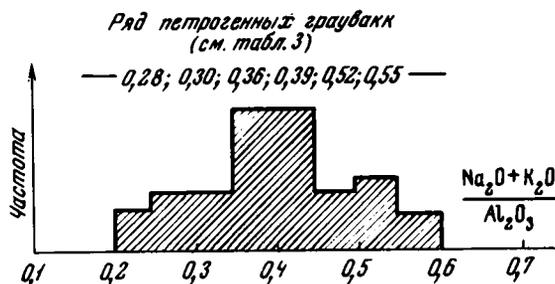


Фиг. 4. Соотношение K_2O/Na_2O (Middleton, 1960) в аркозах (1 — торрадонские песчаники, 2 — прочие аркозовые песчаники) и эвгеосинклинальных граувакках (4 — песчаники свиты Швейцарского флиша, 3 — прочие песчаники эвгеосинклинальных регионов)



Фиг. 5. Гистограмма распределения коэффициента $(Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$ в граувакках эвгеосинклинального клана (Middleton, 1960)

Наверху помещен ряд со значениями аналогичного коэффициента для различных граувакк петрогенных комплексов (см. табл. 3)



ТОНКОДИСПЕРСНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. При механическом разрушении, истирании материала и его терригенной седиментации протекают два процесса. С одной стороны, идет природное отмучивание первичных или вторичных, возникающих при гипергенном разрушении силикатных минералов со слоистой структурой. Оно сопровождается направленной деградацией глинистых минералов, увеличивающейся по мере перехода от материнских пород к цементу песчаников и далее к глинам. Общий характер такой направленности выявился особенно четко после специального изучения слоистых силикатов, заключенных внутри терригенных обломков граувакк. Как показали проведенные исследования (Граувакки, 1972), указанная ассоциация очень близка к набору слоистых силикатов материнских пород и поэтому в первом приближении может рассматриваться в качестве такового. Этот процесс направленной деградации характеризует наиболее ранние стадии формирования пород.

Таблица 5

Химический состав основных структурно-минералогических компонентов петрогенного

Компоненты	Петрогенный (порфириновый) парагенез, Караганда			Петрогенный (диабаз-спилитовый) парагенез, Северное Предуралье		
	песчаная порода, обр. 149/кг	цемент песчаника (фракция <0,001мм), обр.149/кг	основная масса аргиллитов (фракция <0,001мм), обр. 207	песчаная порода, обр. 152	цемент песчаника (фракция <0,001мм), обр. 152	основная масса аргиллитов (фракция <0,001мм), обр.16/61
	A	A _I	A _{II}	B	B _I	B _{II}
SiO ₂	59,66	48,40	52,33	62,91	47,70	47,67
TiO ₂	0,60	0,24	1,38	0,98	1,74	1,13
Al ₂ O ₃	16,39	19,92	23,60	12,48	22,66	22,26
Fe ₂ O ₃	0,58	4,24	0,63	0,97	2,49	1,44
FeO	3,79	4,93	3,30	4,60	6,19	5,41
CaO	5,31	0,83	0,43	3,56	0,62	0,52
MgO	1,43	3,10	1,21	3,48	5,20	3,38
MnO	0,27	0,28	0,03	0,09	-	-
Na ₂ O	5,16	2,24	0,68	2,82	1,24	1,04
K ₂ O	1,03	2,24	3,59	0,92	3,73	3,30
H ₂ O ⁺	2,37	9,67	8,56	3,16	5,83	7,11
H ₂ O ⁻	0,68	2,00	1,29	0,50	1,83	1,21
CO ₂	2,76	0,02	Нет	3,24	-	-
C	Нет	1,37	1,77	Нет	0,47	5,49
P ₂ O ₅	0,17	0,51	0,05	0,18	-	-
Прочие	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,20	99,99	99,85	99,89	99,70	99,96
K ₂ O/Na ₂ O	0,20	1,00	5,01	0,33	3,00	3,17
Na ₂ O+K ₂ O	0,38	0,22	0,18	0,30	0,22	0,19
Al ₂ O ₃						
Fe ₂ O ₃ +FeO·MgO	0,35	0,62	0,22	0,72	0,61	0,46
Al ₂ O ₃						

С другой стороны, идет обратно направленный процесс аградации (трансформации и новообразования) глинистых минералов, который особенно активно протекает среди глинистого вещества цемента песчаников, т.е. там, где имеется максимум свободного порового пространства. Он свойствен более поздним стадиям. В итоге все петрогенные парагенезы характеризуются присутствием наложенных ассоциаций глинистых минералов, возникших в разные стадии и обладающих в пределах гранулометрического спектра различными закономерностями распределения.

Основным и кислым группам петрогенных парагенезов присущи различные наборы глинистых минералов. В гранулометрических спектрах группы основных граувакк имеется ряд со слабонаправленной деградацией диоктаэдрического гидрослюдистого компонента (от материнских пород к песчаникам и глинам),

Петрогенный (преимущественно гранодиоритовый) парагенез, Приверхоянье			Усредненный петрогенный парагенез		
песчаная порода, обр. 656/1090	цемент песчаника (фракция <0,001 мм), обр. 578	аргиллиты (фракция <0,001 мм), обр. 1661	песчаная порода, среднее из (A+B)	цемент песчаника (фракция <0,001 мм), среднее из (A+B+B) _I	аргиллиты (фракция <0,001 мм), среднее из (A+B+B) _{II}
B	B _I	B _{II}			
63,99	43,20	50,68	62,18	46,43	50,22
0,68	1,20	1,00	0,75	1,06	1,17
14,68	21,65	18,72	14,52	21,41	21,52
2,17	7,18	5,56	1,24	4,64	2,54
2,61	7,05	3,52	3,66	6,60	4,07
3,18	0,80	0,92	4,01	0,81	0,62
2,16	6,20	4,24	2,36	4,18	2,94
0,06	-	-	0,14	0,09	0,01
4,12	1,56	1,46	4,03	1,68	1,06
2,76	2,41	3,05	1,57	2,79	3,31
2,12	5,16	5,92	2,55	6,88	7,20
0,76	3,28	4,12	0,64	2,70	2,21
Нет	0,10	Нет	2,00	0,04	Нет
0,07	0,78	0,19	0,02	0,87	2,48
0,15	-	-	0,16	0,17	0,02
-	0,16	0,11	-	-	-
99,52	100,73	99,49	99,83	100,35	99,37
0,67	1,54	2,08	0,39	1,60	3,12
0,47	0,18	0,24	0,38	0,21	0,20
0,47	0,94	0,71	0,50	0,72	0,49

которая сочетается с трансформацией и интенсивным новообразованием хлорита в цементе песчаников. Гранулометрические спектры граувакк кислого состава характеризуются более выраженной деградацией триоктаэдрической слюды, представленной целым рядом стадийных продуктов, которые были объединены А.Г. Коссовской и др. (1963) в специфическую группу подвижных хлоритов. Как показали работы А.Г. Коссовской (1962), В.И. Копорулина (1965) по мезозойским граувакковым аркозам Сибири и исследования Хукенхольца (Huckenholz, 1959), Маттиата (Mattiat, 1960) по классическим кульмовым грауваккам Гарца, общая степень деградации первично биотитового компонента закономерно возрастает по мере перехода от материнских пород к глинистому веществу цемента и далее к аргиллитам. Если среди глинистого вещества песчаников еще содержатся пакеты гидробиотитового состава, то в

аргиллитах они либо отсутствуют, либо отмечаются в виде реликтов, полностью замещаясь продуктами более глубокого стадийного разложения биотита: хлоритом → вермикулитом → разбухающим компонентом. Важно отметить, что указанный ряд деградации триоктаэдрической слюды также сопровождается интенсивной трансформацией и новообразованием хлорита, а иногда и более сложно построенного промежуточного минерала типа сангарита, приуроченных в совокупности исключительно к цементу песчаных пород (см. фиг. 1).

Химизм. Химический состав дисперсных минералов в цементе песчаника и в аргиллитах (фракция < 0,001 мм) показан в сравнении с химическим составом песчаных пород в целом (табл. 5). Такое сопоставление дает возможность проследить поведение отдельных компонентов в ходе природной диспергации вещества и его направленной деградации, а также в процессе наложенной трансформации глинистого вещества в пористой среде песчаных пород. Указанные сопоставления даны как для разных типов парагенеза основного (А,Б) и кислого (В) состава, так и для среднего значения всего петрогенного парагенеза в целом (А + Б + В). При переходе от песчаной породы к глинистым фракциям происходит накопление окислов алюминия и резкое изменение его соотношения со щелочами (от 0,38 в общей породе до 0,21 в цементе и до 0,20 в аргиллитах). Уменьшение величины $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ связано с переходом алюминия из каркасной структуры полевых шпатов в слоистую решетку глинистых минералов. Параллельно с этим меняется и соотношение внутри группы щелочей: содержание окислов калия растет и начинает преобладать над окислами натрия. Величина $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ меняется от 0,39 в общей породе до 1,60 в цементе и до 3,12 в аргиллите. Направленное изменение состава щелочей объясняется не только постепенным разрушением основного носителя натрия — зерен плагиоклаза, но и систематическим накоплением в тонкой фракции слюдоподобного глинистого минерала — основного носителя окислов калия. Механизм последнего процесса связан с седиментационным отмучиванием слюдоподобного минерала из всей массы обломочного материала, участвующего в терригенном осадконакоплении.

Существенно по-другому меняются фемические элементы, характеризующиеся отчетливым максимумом в цементе песчаника, где их коэффициент фемичности $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ достигает 0,72. Механизм такой концентрации связан с эпигенетическим переходом железа и магния из кластической части песчаника в пористую среду его цемента. Процесс этот протекает в стадию начального эпигенеза, когда обломки фемических минералов и пород становятся неустойчивыми и испытывают внутрислойное растворение. Постседиментационный переход элементов в песчаниках данного парагенеза не сопровождается привнесом в цемент значительных количеств окислов калия.

В глинах и аргиллитах переход фемических элементов едва ощутим, так как их содержание в тонкой фракции аргиллитов и песчаной породе в целом почти сбалансировано. Достаточно отметить, что их коэффициенты фемичности очень близки — соответственно 0,49 и 0,50. Подавление эпигенетического перехода внутри аргиллитов становится понятным, если учесть, что эти тонкодисперсные породы лишены необходимого исходного сырья в виде обломочных зерен соответствующего состава.

Из других особенностей химического состава усредненного парагенеза следует обратить внимание на уменьшение при переходе от песчаников к аргиллитам активных катионов кальция и марганца, уходящих вместе с определенным количеством закисного железа и магния на общую карбонатизацию пород, и увеличение титана, освобождающегося при разрушении обломочных зерен алюмосиликатных минералов и накапливающегося в виде свободных окислов в тонкой фракции цемента и аргиллитов. Процесс глинизации сопровождается увеличением общей гидратации всех минералов и накоплением дисперсно-детритового органического вещества (см. табл. 5).

Петрогенный парагенез в граувакках распространен очень широко. Его можно наблюдать в мощных толщах терригенных пород, сформированных в собственно геосинклинальных и краевых прогибах за счет разрушения отдельных поднятий эвгеосинклинальных зон. Нет необходимости вновь перечислять объекты подобного рода (см. фиг. 1). Отметим только, что все они связаны с накоплением материала, возникающего в результате разрушения быстрорастущих кордильер складчатых областей, переживающих главным образом орогенную стадию развития. Наблюдения за устойчивым поднятием и разрушением питающих кордильер позволили уловить общую направленность во временном изменении обломочного материала петрогенных граувакк. На примере третичных отложений Сахалина и пермо-триасовых пород Предуралья (Граувакки, 1972) установлена общая тенденция к смене граувакк, связанных на первых этапах с разрушением основных эффузивных комплексов, на граувакки, возникшие за счет материала средних и кислых эффузий, и далее на граувакки и граувакковые аркозы, образовавшиеся при вскрытии батолитов гранодиоритового и собственно гранитового состава. Аналогичная закономерность может быть прослежена и в кульмо-динантских граувакках Гарца. Однако в этом комплексе граувакк последовательная смена петрогенного материала наблюдается не в разрезе, а по простирацию кульмо-динантской толщи. Это связано с разным размахом поднятий Средне-Германской кордильеры, рассматриваемой всеми исследователями в качестве зоны терригенного питания. Наиболее глубокая эрозия имела место в восточном районе, где сформированные граувакки характеризуются составом, близким к гранодиоритовому веществу (Mattiat, 1960). К западу Средне-Германская кордильера заметно погружается, и состав граувакк меняется в сторону большей основности пород и преобладания в них эффузивных образований (Gagny, 1962).

ЛИТОКЛАСТОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

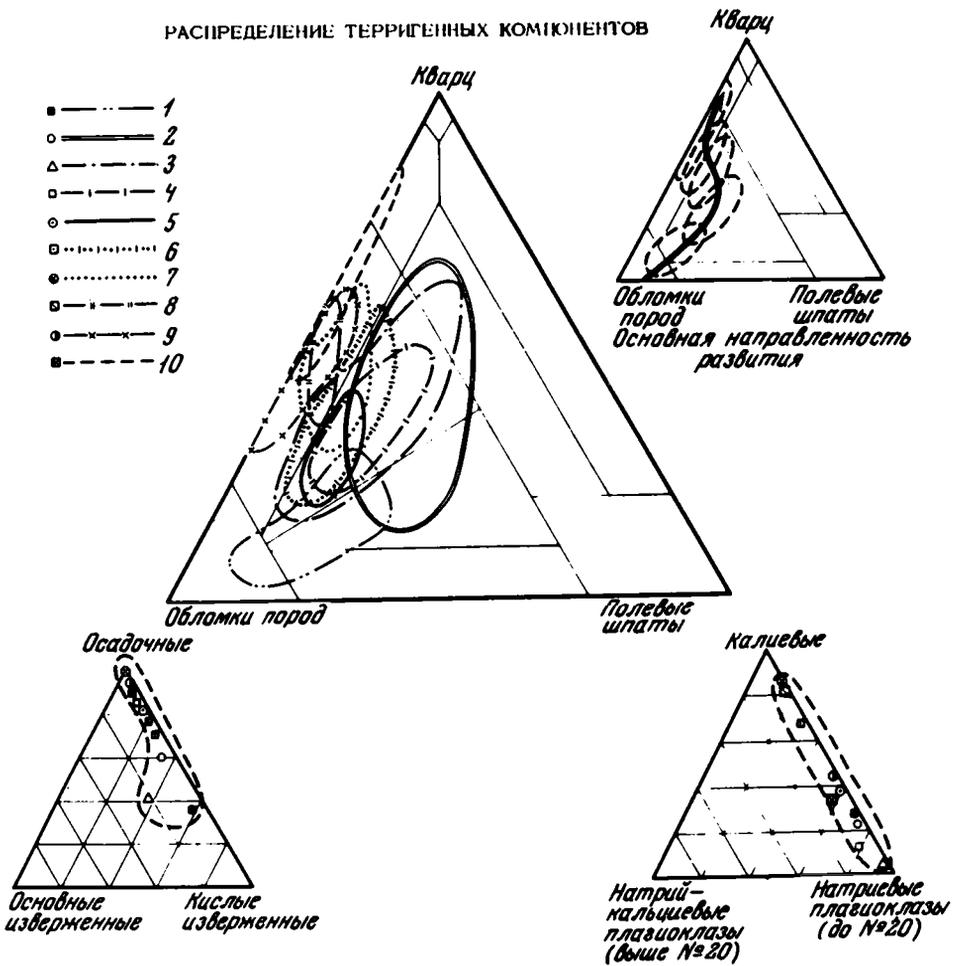
К литокластогенным парагенезам относятся такие гранулометрические спектры пород, формирование которых связано с полициклическим переотложением терригенно-грауваккового материала. Спелифика исходного материнского вещества теряет здесь решающее значение, так как на первый план выдвигаются особенности пород, связанные с интеграцией устойчивых терригенных компонентов различного состава и происхождения. Естественно, что с увеличением циклов переотложения количество устойчивых компонентов непрерывно увеличивается, что придает всему парагенезу в целом все более зрелый характер. Важно подчеркнуть, что такое созревание пород парагенеза происходит в процессе механического переотложения вещества и, как правило, не сопровождается сколько-нибудь сильным химическим выветриванием промежуточных источников сноса.

Ниже приводится обобщенная характеристика парагенеза, в которой особое внимание уделено составу и направленности его развития в процессе полициклического формирования граувакковых комплексов.

ТЕРРИГЕННАЯ ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. Все разнообразие минералогических полей песчаников литокластогенного парагенеза показано на классификационном треугольнике (фиг. 6). Отдельные поля группируются в широкую зону, протягивающуюся от полюса обломков пород сначала вдоль биссектрисы треугольника до его центра, а затем по направлению к середине его боковой стороны. Таким образом, основная масса литокластических песчаников расположена среди классификационных полей полевошпат-кварцевых граувакк. Все литокластические песчаники характеризуются широким диапазоном содержания кварца и обломков пород при

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)

Улучшение общей окристаллизации



Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Цемент песчаников	Глины и аргиллиты
Начальный эпигенез	Гидрослюда, иногда с разбухающими пакетами	Гидрослюда, часто с разбухающими пакетами, монтмориллонит	Гидрослюда, очень часто с разбухающими пакетами, монтмориллонит
Глубинный эпигенез	Реликты каолинита и хлорита		
	Гидрослюда	Гидрослюда Хлорит	Гидрослюда

Таблица 6

Средний минеральный состав обломочных компонентов в литокластогенных граувакках (по данным подсчетов в шлифах)

Компоненты	Джезказган, С ₂	Южный склон Большого Кавказа, J ₁₊₂	Мангышлак, P + T	Кобыстан, N ₂	Кобыстан, P _{g3}	Предкавказье, Cr ₂	Северная Фергана, Cr ₁ , устричная свита	Южный Урал, нижне-франский ярус	Аппалачи, O	Уэльс (Южная Англия), D ₁
Обломки пород										
Микрограниты	++		++							
Фельзиты	+++	++	+++	++				+		+
Хлоритизированные микродиабазы и порфириты	++	++	+++							
Кремни	+++	++	++	+++	+++	+++	+++		+++	+
Аргиллиты	++	+++	+	+++	+++	+++	+++	++	++	+++
Алевролиты	+	++	++	+	+	++	++	+++		
Кварциты		+	++				+	++	++	++
Известняки				++		++	+			++
Минералы										
Кварц	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Альбит	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
К-полевого шпат	++	++		++	++	++	+++	+++	+++	+++
Мусковит	+	+	++	++	++		++		++	++
Эпидот	+	++	+							
Рудные	+	+	++	+	++	++	++	++	++	
Гранаты	+	+					+			+
Устойчивые										
Циркон, турмалин, рутил и др.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. +++ десятки %; ++ единицы %; + доли %.

относительном постоянстве полевых шпатов. Эта особенность обуславливает специфическую форму частных полей песчаников, которые сильно вытянуты вдоль левой боковой стороны классификационного треугольника (см. фиг. 6). По-видимому, такая особенность определяется литокластической природой источников сноса, разрушение которых порождает обилие существенно глинистых обломков песчаной размерности. Последние нестойки, при седиментации легко диспергируются, изменяя соотношение главных обломочных компонентов песчаника в пользу зерен кварца.

В отличие от петрогенных граувакк песчаники данного парагенеза характеризуются иногда своеобразной — обратной зависимостью между содержанием в них обломков пород и средним диаметром зерен. Чем крупнее зернистость песчаника, тем меньше в нем обломков пород. Эта закономерность проявляется как в пределах гранулометрического спектра отдельных песчаников, так и внут-

Фиг. 6. Литокластогенные комплексы (терригенная группа граувакк)

1 - С₂ - Джезказган, джезказганская свита (Шутов, Дружинин, 1963);
 2 - J₁₊₂ - южный склон Большого Кавказа (Мазанов, 1969); 3 - P-T-Мангышлак по В.И. Муравьеву (Граувакки, 1972); 4 - N_{p1} - продуктивная толща Кобыстана (Шутов, 1967); 5 - P_g - майкопские слои Чепл-дере (Сеидов, 1967); 6 - J-Cr - Предкавказье (по Конохову, см. Шутов, 1967);
 7 - Cr_{2tur} - устричная свита Ферганы, Варзъжский район (Акрамходжаев, 1960); 8 - D_{3fr} - оз. Колтубан, Южный Урал; 9 - O - Марлинбургская формация, Центральные Аппалачи (McBride, 1962); 10 - P₂ - терригенный комплекс, Уэльс (Allen, 1962)

Таблица 7

Химический состав песчаников литокластогенного парагенеза

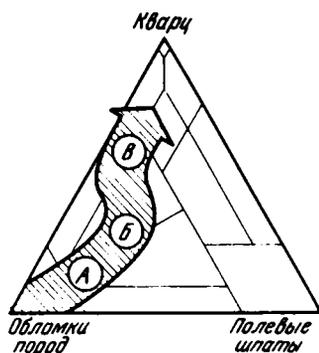
Компоненты	Карбоновые граувакки Джезказгана (Граувакки, 1972)				Юрские граувакки Большого		
	1р/3909	1р/3957	1р/4546	А среднее	Архотский перевал (Белян- кин, 1914 г.)	р. Бело- канчай (Пафен- гольц, 1931 г.)	Южный склон, сред- нее из 4 обр. (Мазанов, 1969)
SiO ₂	59,86	65,70	63,92	63,16	70,62	68,64	67,56
TiO ₂	0,51	0,68	0,68	0,62	0,41	0,93	0,66
Al ₂ O ₃	10,79	13,02	11,18	11,66	12,33	14,28	13,42
Fe ₂ O ₃	0,34	1,08	2,99	1,47	4,49	0,77	3,50
FeO	1,71	2,12	1,28	1,70	1,94	4,06	2,70
MnO	0,28	0,14	0,18	0,20	0,07	0,05	0,08
CaO	10,65	4,48	7,24	7,46	0,72	1,77	1,55
MgO	0,89	1,08	0,97	0,98	1,07	1,35	1,90
Na ₂ O	3,76	4,02	3,82	3,86	2,76	2,62	2,13
K ₂ O	1,39	2,49	2,05	1,98	1,62	2,03	2,23
H ₂ O ⁺	1,27	1,68	1,43	1,48	3,41	2,23	4,13
H ₂ O ⁻	0,42	0,58	0,79	0,60	-	0,04	-
CO ₂	7,35	2,50	3,93	4,60	-	1,32	-
C	0,17	Her	Her	0,06	-	-	-
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,10	0,10	0,57	-	-
Прочие	-	-	-	-	0,47	-	-
Сумма	99,50	99,66	100,56	99,59	100,48	100,09	99,86
K ₂ O·Na ₂ O	0,37	0,62	0,54	0,51	0,59	0,77	1,05
K ₂ O·Na ₂ O	0,48	0,50	0,52	0,50	0,36	0,32	0,33
Al ₂ O ₃							
Fe ₂ O ₃ ·FeO·MgO							
Al ₂ O ₃	0,27	0,31	0,37	0,35	0,61	0,48	0,60

ри частных полей при статистическом рассмотрении минерального состава пород и гранулометрии. Отмечается она и в пределах фаций, когда последние характеризуются разным гранулометрическим составом. Так, в карбоновых граувакках Джезказгана переход грубозернистых пород подводной дельты в более тонкозернистые песчаники фаций пересыпей и кос сопровождается уменьшением зерен кварца и полевых шпатов и увеличением полимиктовости пород за счет возрастания мелких обломков пород тонкозернистой и скрытокристаллической природы (Граувакки, 1972, см. фиг. 70-78). Обратная зависимость минерального состава пород от их гранулометрии также хорошо подчеркивает литокластическую природу материнских пород, играющих роль промежуточных источников сноса в общем процессе многократного переотложения терригенно-грауваккового вещества. Дочерние треугольники и сведения по более детальному составу литокластических песчаников (см. фиг. 6) показывают, что среди об-

Кавказа	Девонские граувакки Урала			Среднее из (А+Б+В)	Средний состав песчаников миогеосин- клинали (Middleton, 1960)	
Б	Анфимов, Силантьев, 1971 г.		В			
среднее	98-2	97-3	97-1	среднее		
68,94	75,38	88,94	90,80	85,04	72,38	68,43
0,66	0,22	0,32	0,15	0,23	0,50	-
13,34	7,43	5,80	4,43	5,88	10,29	10,23
2,92	8,56	0,67	0,39	3,21	2,53	
2,90	1,28	0,44	0,68	0,80	1,80	3,10
0,06	0,06	Her	0,01	0,02	0,09	-
1,34	0,02	0,30	0,33	0,22	3,00	2,08
1,44	1,74	0,32	0,12	0,72	1,40	1,07
2,50	0,26	0,14	0,17	0,18	2,18	0,72
1,96	0,56	1,42	1,10	1,03	1,66	1,31
3,28	4,38	1,36	1,24	2,32	-	-
-	3,39	0,49	-	-	3,42	-
-	1,01	0,08	Her	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
0,19	0,04	0,02	-	0,2	0,10	-
0,15	0,04	Сл.	-	0,1	0,10	-
99,68	99,93	100,40	99,42	99,68	99,63	86,94
0,78	2,16	10,4	6,47	5,72	0,76	1,82
0,33	0,11	0,27	0,28	0,20	0,34	0,20
0,54	1,56	0,25	0,27	0,80	0,55	0,40

ломков пород преобладают тонкозернистые и скрытокристаллические агрегаты осадочных пород: кремней, кремнистых известняков, глинистых и глинисто-кремнисто-слоистых сланцев, аргиллитов, а также алевролитов и мелкозернистых песчаников преимущественно кварцевого состава. Наряду с ними присутствуют и обломки эффузивов, главным образом кислого и реже среднего и основного состава. Полевые шпаты представлены альбитом, иногда кислым олигоклазом (до № 20) и калиевыми полевыми шпатами при полном или почти полном отсутствии плагиоклазов более основного состава. Среди тяжелых акцессориев присутствуют рудные минералы (в основном гидроокислы железа и лейкоксен), титанистые новообразования, светлые слюды и широкая гамма устойчивых минералов, среди которых преобладают цирконы, турмалины, рутил и реже встречаются гранат и ставролит. Анализ компонентов во всех дочерних треугольниках обнаруживает отчетливую тенденцию увеличения числа устойчи-

вых компонентов при переходе от одного частного поля к другому вдоль единой зоны литокластических песчаников. Так, среди обломков пород идет увеличение, в первую очередь, кремней, а среди полевошпатовой ассоциации — калиевых полевых шпатов (см. фиг. 6 и табл. 6). Такая тенденция в сочетании с другими, разобранными выше особенностями минерального состава песчаников позволяет предположить, что направление вдоль установленной зоны



Фиг. 7. Зона литокластогенных граувакк и соответствующие точки (А, Б, В) среднего химического анализа пород

литокластических пород соответствует в общем направлению увеличения числа циклов осадочного переотложения терригенно-грауваккового вещества.

Химизм. Все химические анализы относятся не к обломочной части песчаников, а ко всей породе в целом. Сделана попытка выяснить химический состав всей совокупности литокластических песчаников и проследить изменение их химизма в процессе увеличения числа циклов переотложения грауваккового вещества.

Отобраны средние данные по химизму граувакк, занимающих определенное положение в литокластогенной зоне классификационного треугольника (фиг. 7, точки А-В). В табл. 7 приведены результаты химических анализов частных граувакк, а также данные по их среднему химическому составу. Последние сопоставлены со средним составом миогеосинклинальных песчаников, вычисленным Миддлетоном (Middleton, 1960). Привлекает внимание большая близость их состава. Содержание таких основных компонентов, как SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , либо равно, либо очень близко. Исключение составляет повышенное значение в литокластовых песчаниках окислов натрия и кальция (соответственно 2,18 и 3,00% против 0,72 и 2,08%), связанное с большим содержанием в рассматриваемых породах альбита, кислого олигоклаза и кальцита. Особенно высоко содержание указанных минералов и окислов в песчаниках Джекказгана (см. табл. 7), относящихся к началу литокластического развития грауваккового вещества. Несомненно, что роль этих пород не столь уж велика, поэтому тот пай, который вносят они в средний состав литокластических образований, является несколько завышенным. При рассмотрении химизма литокластических песчаников не менее важна динамика его изменения в общем ходе осадочного переотложения. Из табл. 7 видно, насколько сильно колеблется химический состав данных пород. Главным фактором их изменения является направленное увеличение содержания SiO_2 от значений, близких к 60% в начале до 88-90% — в конце. Содержание всех остальных окислов постепенно снижается. Однако темп этого уменьшения разный для различных окислов, что наиболее четко вскрывается с помощью простых коэффициентов. Важно отметить, что $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ непрерывно увеличивается от 0,37-0,54 в начале до нескольких единиц (2,16-5,7) и даже первого десятка (10,4) — в конце. Увеличение роли калия и его постепенное преобладание над натрием является характерной чертой литокластических граувакк. Это отмечал и Миддлетон (Middleton, 1960), который показал, что в миогеосинклинальных песчаниках, приближающихся по составу и генезису к литокластическим образованиям, окись калия преобладает над окисью натрия. Эта особенность литокластических пород

отличает их от граувакк петрогенного состава и сближает с аркозовыми песчаниками (см. фиг. 4). Однако другой характерный коэффициент — $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ легко отделяет литокласты от аркоз, ибо в аркозах он последовательно увеличивается, в то время как в литокластах быстро падает. В нашем случае этот коэффициент уменьшается от 0,50 в начале литокластической зоны до 0,11 — в конце. По данным Миддлетона, в миогеосинклинальных песчаниках величины этого отношения образуют характерную асимметричную гистограмму с максимумом в ее крыле наименьших значений (около 0,1). Напомним, что уменьшение этого коэффициента связано с деполовошпатизацией песчаников и увеличением в их составе содержания глинистых минералов. Таким образом, непрерывное переотложение грауваккового вещества ведет, с одной стороны, к резкому увеличению SiO_2 за счет зерен кварца и стабильных кремнистых обломков и, с другой стороны, — окиси алюминия, что связано с уменьшением зерен полевых шпатов и увеличением глинистого вещества как в цементе, так и в агрегатах терригенного происхождения.

ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ВЕЩЕСТВО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. Глинистые минералы литокластов отличаются удивительным однообразием. Во всех структурно-минералогических компонентах парагенеза преобладает в большей или меньшей степени деградированная гидрослюда. В цементе песчаников и в глинах к ней часто добавляется монтмориллонит. Эти два минерала и составляют основу дисперсного вещества литокластогенного парагенеза. Многократное переотложение литокластического материала при отсутствии сильного химического выветривания промежуточных источников сноса не способствовало формированию и накоплению других, в частности хлоритовых и каолинитовых минералов. Поэтому все прочие глинистые минералы, в том числе хлориты и каолиниты, присутствуют в литокластах в качестве реликтовых компонентов терригенного происхождения. Исключение составляют песчаники, испытавшие сильное глубинно-эпигенетическое преобразование. В цементе таких пород появляются реликто-поровые или пленочные агрегаты аутигенного хлорита. Его формирование связано с взаимодействием ионов, поступавших в интерстиционные воды пород в результате конформного растворения относительно устойчивых фемических компонентов обломочной природы. С увеличением числа циклов переотложения обломочного материала потенциальное количество глубинно-эпигенетического хлорита в песчаниках постепенно сокращается вплоть до полного исчезновения в литокластических породах зрелого характера.

Химизм. Химический состав дисперсных минералов (в глинах и аргиллитах) показан в сравнении с химическими анализами песчаных и глинистых пород в целом (табл. 8). Такое сопоставление позволяет выяснить поведение отдельных элементов в процессе переотложения и естественной диспергации литокластического вещества. Сопоставление песчаников, глин и соответствующих фракций меньше 0,001 мм приведено в таблице как для разных уровней циклического переотложения (точки А, В, В), так и для всего усредненного парагенеза в целом (А+В+В). Как и в предыдущем парагенезе, природная диспергация литокластического вещества сопровождается накоплением окиси алюминия, изменением его соотношения со щелочами и увеличением среди последних роли окиси калия. О количественной стороне этих изменений можно судить по соответствующим коэффициентам, приведенным в табл. 8. Из других химических особенностей процесса диспергации вещества следует отметить уменьшение катионов кальция и марганца, расходующихся вместе с определенным количеством закисного железа и магния на диагенетическую карбонатизацию, и увеличение окисного железа, а также титана, освобождающихся при разрушении обломочных зерен алюмосиликатных минералов и накапливающихся в виде свободных окислов в тонкой фракции глин и аргиллитов. Глинизация вещества сопровождается увеличением его общей гидратации.

Таблица 8 Химический состав основных структурно-минералогических компонентов

Компоненты	Литокластогенный (собственно граувакковый) парагенез, Джезказган			Литокластогенный (полевошпат-кварцевый) парагенез, Большой Кавказ		
	песчаники, среднее из 3 обр. (Шутов, 1971 г.) А	аргиллиты, среднее из 4 обр. (Шутов, 1971 г.) А _I	основная масса аргиллитов (фракция <0,001 мм), среднее из 4 обр. (Шутов, 1971 г.) А _{II}	песчаники, среднее из 3 обр. (Белянкин, 1914 г.; Паффенгольц, 1931 г.; Мазанов, 1969 г.) Б	аргиллиты, среднее из 6 обр. (Паффенгольц, 1932 г.; Мазанов, 1969 г.) Б _I	основная масса аргиллитов (фракция <0,001 мм), среднее из 4 обр. (Фролов, 1958 г.) Б _{II}
SiO ₂	63,16	60,49	54,98	68,94	59,66	48,24
TiO ₂	0,62	0,78	0,95	0,66	0,63	0,68
Al ₂ O ₃	11,66	16,60	20,38	13,34	19,58	26,61
Fe ₂ O ₃	1,47	3,00	4,57	2,92	1,94	3,91
FeO	1,70	3,39	1,52	2,90	4,91	2,91
MnO	0,20	0,08	0,02	0,06	-	-
CaO	7,46	1,94	0,62	1,34	0,34	0,79
MgO	0,98	2,60	2,47	1,44	1,55	2,44
Na ₂ O	3,86	1,97	0,77	2,50	2,94	0,93
K ₂ O	1,98	3,38	5,43	1,96	2,93	4,72
H ₂ O ⁺	1,48	2,08	5,12	3,28	-	-
H ₂ O ⁻	0,60	1,67	3,04	-	5,21	8,43
CO ₂	4,60	1,76	-	-	-	-
C	0,06	0,10	0,11	-	-	-
P ₂ O ₅	0,10	0,38	0,01	0,19	0,1	-
Прочие	-	0,09	-	0,15	-	-
Сумма	99,59	100,31	99,99	99,68	99,72	99,66
K ₂ O·Na ₂ O	0,51	1,71	7,57	0,78	1,00	5,08
Na ₂ O·K ₂ O	0,50	0,46	0,30	0,33	0,30	0,21
Al ₂ O ₃						
Fe ₂ O ₃ ·FeO·MgO	0,35	0,36	0,42	0,54	0,43	0,35
Al ₂ O ₃						

Интересно, что общая направленность изменения главнейших окислов в процессе природной диспергации остается единой для вещества обоих парагенезов. Разница, наблюдавшаяся при переходе от одного парагенеза к другому, заключается в различных уровнях, на которых происходит изменение содержания того или иного окисла. Для данного парагенеза характерно относительно высокое содержание окислов кремния, окисного железа и калия, сочетающиеся с более низким содержанием окислов титана, закисного железа, магния, кальция и натрия.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что изменение химизма гранулометрического спектра пород связано в данном парагенезе в основном с процессами диспергации исходного вещества. Перераспределение химических элементов, обуславливающее трансформацию и новообразования глинистых минералов в цементе песчаников, столь характерные для петрогенных пород, в

Литокластогенный (кварцевый) парагенез, Южный Урал и Кавказ			Усредненный литокластогенный парагенез		
песчаники, среднее из 3 обр. (Анфимов, Силантьев, 1971 г.) B	основная масса аргиллитов (фракция < 0,001 мм), среднее из 4 обр. (Сендов, 1967) B _I	основная масса аргиллитов (фракция < 0,001 мм), среднее из 6 обр. (Косовская, 1954) B _{II}	песчаник, среднее из (A+B+B)	аргиллит, среднее из (A+B+B) _I	основная масса аргиллита (фракция < 0,001 мм), среднее из (A+B+B) _{II}
85,04	60,34	50,99	72,38	60,90	53,64
0,23	0,81	0,81	0,50	0,70	0,81
5,88	18,08	19,44	10,29	8,09	21,13
3,21	5,02	6,91	2,53	2,47	5,13
0,80	0,18	1,01	1,80	4,15	1,40
0,02	0,03	-	0,09	0,04	0,01
0,22	0,10	0,40	3,00	1,14	0,48
0,72	1,59	2,84	1,40	2,07	2,33
0,18	0,53	1,36	2,18	2,46	0,90
1,03	2,64	2,82	1,66	3,15	3,90
-	7,42	5,97	-	-	-
2,32	-	6,72	3,42	5,41	8,79
-	1,01	-	-	-	-
-	-	0,33	-	-	-
0,2	-	-	0,10	0,20	-
0,1	1,97	-	0,10	0,05	0,49
99,68	99,82	99,60	99,63	100,83	99,01
5,72	5,00	2,08	0,76	1,28	4,33
0,20	0,17	0,21	0,34	0,31	0,22
0,80	0,37	0,57	0,55	0,47	0,42

данном парагенезе либо редуцировано, либо вообще отсутствует. Однако собрать соответствующие аналитические данные, иллюстрирующие эту особенность литокластогенного парагенеза, к сожалению, не было возможности.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА

Литокластогенный парагенез характерен для мощных толщ, слагающих разрез многоосинклинальных прогибов. Его широкое распространение следует связывать с наличием граувакковых пород, относимых, по классификации Крынина (Крынин, 1948), к грауваккам низкого ранга (low rang graywacke). Последние, как правило, слагают все внешние прогибы геосинклинальных зон. Для внутренних прогибов геосинклиналей литокластогенный парагенез не характерен и в какой-то мере даже "запрещен".

К апосапрогенным парагенезам относятся такие гранулометрические спектры, формирование которых связано с разрушением выветрелых (сапрогенных) материнских пород. Чаше всего материнскими образованиями являются каолини-товые и иногда монтмориллонитовые коры выветривания в сочетании с неиз-менными или слабо измененными породами их основания. Разные соотношения между веществом коры выветривания и неизменными породами, испытываю-щими совместное разрушение, определяют различный характер апосапрогенных граувакк. При малых мощностях коры выветривания или незначительной общей выветрелости материнских пород формируются граувакки с большим набором терригенных обломков, состав которых отражает петрографию материнского неизмененного субстрата. В строгом смысле слова это петрогенно-апосапро-генные граувакки. Увеличение в источниках сноса доли вещества из коры вы-ветривания вызывает в составе формирующихся граувакк сильное искажение пер-вичного соотношения петрографических типов материнских пород. Последователь-но увеличивается количество устойчивых обломков, как правило, кремней и кис-лых эффузивов. На каком-то уровне происходит потеря индивидуального облика граувакк, связанная с уничтожением компонентов, отражающих все особенности петрографического состава неизмененного субстрата питающих областей. Это следует рассматривать как начало формирования собственно апосапрогенного парагенеза.

В настоящем разделе сделана попытка рассмотреть особенности минерало-гии и химизма апосапрогенного парагенеза граувакк в процессе направленно-го увеличения роли выветрелого материала в его источниках сноса. Таким образом, изучались как начальные (петро-апосапрогенные, так и конечные (собственно апосапрогенные) типы данного парагенеза.

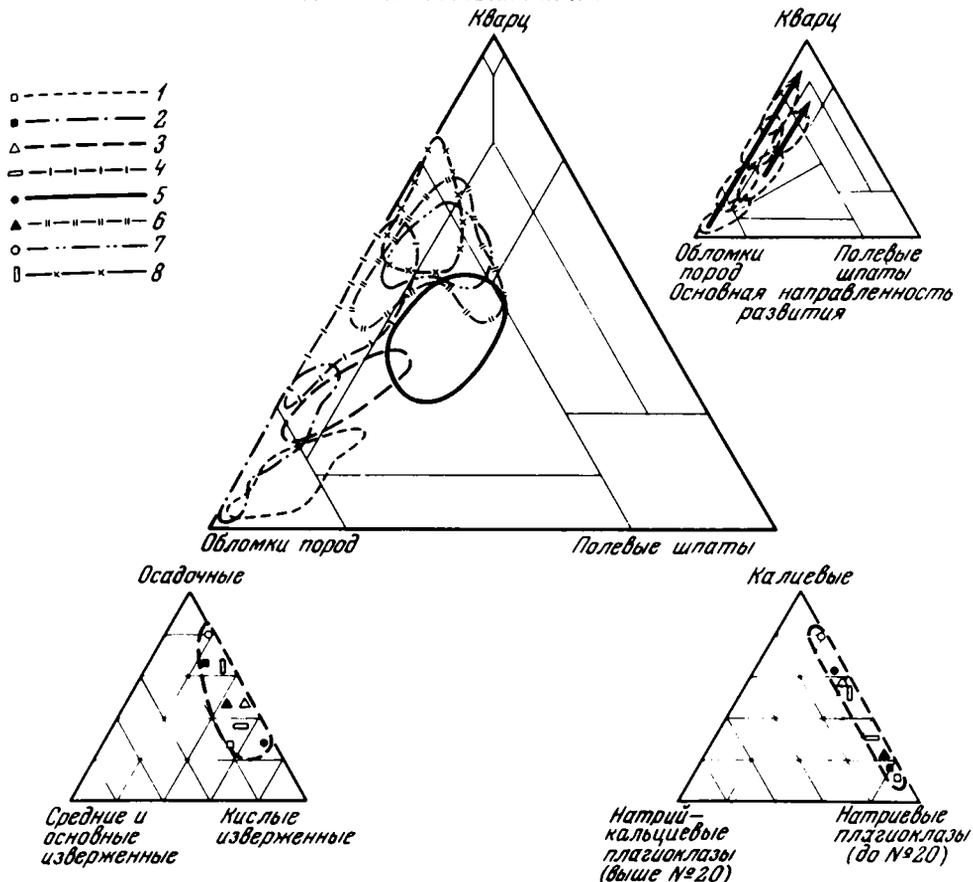
ТЕРРИГЕННАЯ ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. Минералогические поля песчаников апосапрогенного парагенеза показаны на классификационном треугольнике (фиг. 8). В совокупности они образуют единую зону, примыкающую к боковой стороне треугольника, соеди-няющей вершины обломков пород и кварца. Форма отдельных полей оваловид-ная, более или менее вытянутая вдоль упомянутой боковой стороны треуголь-ника. Привлекает внимание характерная особенность в ориентировке полей, расположенных ближе к основанию треугольника. Их вытянутые овалы ориен-тируются не строго параллельно боковой стороне, а сдвинуты и наклонены в сторону биссектрисы угла, характеризующего обломки пород. Причем чем ближе к основанию треугольника, тем отчетливее ориентировка частных полей песчаников вдоль этой биссектрисы. Такая закономерность в расположении полей подчеркивает нарастание общей выветрелости исходного материала при

Фиг. 8. Апосапрогенные комплексы (терригенная группа граувакк)

- 1 - C_{2+3} - Караганда, сумма апосапрогенных горизонтов в континенталь-ной подформации по В.Д. Шутову (Граувакки, 1972); 2 - $P_{2kz+rat}^2$ - Печор-ский бассейн по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 3 - P_{2kg+uf}^1 - Печор-ский бассейн по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 4 - C_{1v} - Восточный Урал, Егоршинский бассейн, подугленосная свита (Еремеев, 1972); 5 - J_1 - черемховская свита Иркутского бассейна (Копорулин, 1965); 6 - C_{1alb} - Таджикская депрессия, альбский комплекс (Бабаев, 1964, 1966); 7 - I_1+T_3 - Приверхоьянье, байлькская серия (Коссовская, 1962); 8 - C_{1v} - Восточный Урал, Егоршинский бассейн, безугольная свита (Еремеев, 1972)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)

Улучшение общей окристаллизации

Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Цемент песчаников	Глины и аргиллиты
Начальный эпигенез	Гидрослюда, хлорит, каолинит	Гидрослюда с разбухающими пакетами, каолинит, монтмориллонит, дефектный хлорит	Гидрослюда, часто с разбухающими пакетами, каолинит, монтмориллонит, дефектный хлорит
Глубинный эпигенез	Гидрослюда, каолинит, хлорит	Каолинит (диккит) Гидрослюда	Каолинит Гидрослюда

По мере перехода к полям с более высоким содержанием терригенного кварца роль каолинита резко возрастает

Таблица 9

Средний минеральный состав обломочных компонентов в апосапрогенных граувакках (по данным подсчетов в шлифах).

Компоненты	Карагандинский бассейн, C ₂₊₃	Печорский бассейн		Егоршинский бассейн, Восточный Урал, C _{1nh} ₁	Иркутский бассейн, Черемховская свита, J ₁	Таджикская депрессия, C ₁	Приверхоьянская свита, J ₁	Егоршинский бассейн, Восточный Урал, C ₁
		p ₂	p ₁					
Обломки пород								
Порфириды	++			+				
Диабазы	+		+					
Спилиты		+		+				
Альбитофиры	+++	+	+++	++				
Фельзиты	+++	++	+++		+++	++	++	
Риолиты					++			++
Кварцевые порфиры				+++	++			+++
Аплиты					++			
Гнейсы							++	
Фтаниты		+++	++					
Филлиты	++				++	++	++	
Глинистые сланцы	+			++				
Кремни	+			++	++	+++	+++	+++
Кварциты					++	+++	++	+++
Минералы								
Кварц	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Альбит	++	++	++	++	+++	++	++	++
К-полевые шпаты				++	+++	++	++	++
Рудные	++	+	+	+	+	+	+	
Гранаты	+	+			+		+	
Апатит	+	+						
Пикотит	+							
Устойчивые								
Циркон, турмалин и др.	+	+	+	+	+	+	+	+

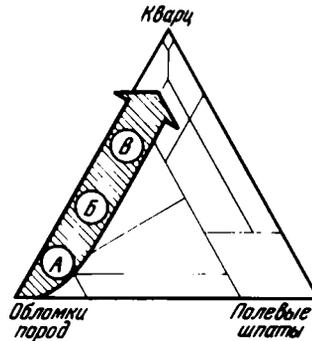
Примечание. +++ десятки %; ++ единицы %; + доли %.

переходе от полей, бедных кварцем, к полям более кварцевых песчаников. В самом деле, отклонение полей в сторону биссектрисы треугольника нужно трактовать как присутствие в соответствующих ассоциациях свежих, невыветрелых зерен. Это доказывается характером их дезинтеграции, когда измельчение обломков не нарушает соотношения между устойчивыми и неустойчивыми компонентами. Все анализы соответствующих песчаников, обладающих разным гранулометрическим составом, ложатся в зону геометрического места точек с равным содержанием устойчивых зерен кварца и неустойчивых обломков полевых шпатов (см. фиг. 8). Надо полагать, что такие поля песчаников с набором свежих обломков следует относить к петро-апосапрогенному типу парагенеза, в то время как другие поля песчаных пород, содержащие более 40% кварца и не имеющие ярко выраженной диагональной ориентировки, следует отнести к собственно апосапрогенному типу. При гранулометрическом измельчении обломочных зерен этого типа парагенеза соотношение между стабильным и нестабильным компонентами нарушается в сторону последовательного роста устойчивых компонентов. Естественно, что минералогические поля таких песчаников вытягиваются строго параллельно боковой стороне треугольника. Дочерние треугольники (см. фиг. 8) и результаты более детального изучения состава терригенной ассоциации парагенеза (табл. 9) хорошо подчерки-

вают его направленно-стадийное развитие. Так, обломки пород меняются от ассоциации, где наряду с кислыми эффузивами присутствуют и основные породы — диабазы, спилиты и др., до наборов, сложенных почти исключительно кремнями, обломками фельзитовой массы и зернами кварцитов образований.

Среди полевых шпатов намечаются также две ассоциации: с натриевыми плагиоклазами и с существенно калиевыми полевыми шпатами. Первые тяго-

Фиг. 9. Зона апосапрогенных граувакк и соответствующие точки (А, В, В) среднего химического анализа пород



теют к начальным стадиям апосапрогенного парагенеза, вторые — к его завершающим этапам (см. фиг. 8). Тяжелые акцессории представлены главным образом устойчивыми минералами, заимствованными как из кислых эффузивов (циркон, турмалин, апатит и др.), так и из основных и даже ультраосновных пород (ильменит, хромит, пикотит, гранаты и др.), испытавших в зоне источников сноса совместное, более или менее завершённое выветривание и последующее быстрое разрушение.

Химизм. Все химические анализы относятся к песчаной породе в целом. Сделана попытка проследить изменение химического состава в процессе полного развития апосапрогенного парагенеза. Для этого отобраны средние данные по химизму граувакковых песчаников, занимающих в зоне апосапрогенных пород определенные позиции (фиг. 9, точки А—В). В табл. 10 приведены результаты химических анализов частных граувакк, а также вычисленный средний состав песчаников для всего парагенеза в целом. Сравнивая средние содержания окислов в песчаниках данного парагенеза и в аркозах и литокластах, можно констатировать известное сходство между всеми тремя группами, заключающееся в высоком содержании SiO_2 , низком — Al_2O_3 и высокой сумме феррических окислов ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$). Такое сходство свидетельствует о стабильности состава во всех трех ассоциациях. Однако между ними имеется и существенное отличие, подчеркивающее разные пути развития данных групп пород. Разница между апосапрогенными породами, с одной стороны, и аркозами и литокластами — с другой, состоит, во-первых, в более высоком содержании щелочей и щелочноземельных элементов в последних и, во-вторых, в преобладании окиси натрия над калием в апосапрогенных породах и обратном соотношении этих элементов в двух других группах. Первое связано с меньшей химической выветрелостью аркозов и литокластов; второе является петрогенной особенностью апосапрогенных граувакк, в которых большая часть натрия связана часто не с плагиоклазами, а с обломками кислого стекловатого базиса — устойчивого при химическом выветривании и хрупкого в процессе многократного переотложения терригенного материала. Существуют и индивидуальные признаки, которые сближают апосапрогенные породы с литокластами и отделяют их вместе от аркозов. Это, например, разные соотношения между суммой щелочей и окислов алюминия, колеблющиеся в апосапрогенных и литокластовых граувакках от 0,2 до 0,3 и достигающие в аркозах 0,50. Разные величины этого соотношения связаны с большей полевошпатовостью аркозов и более высокой глинистостью апосапрогенных и литокластовых образований.

Направленно-стадийное развитие химического состава песчаных пород апосапрогенного парагенеза определяется последовательным увеличением в поро-

Таблица 10

Химический состав песчаников апосапрогенного парагенеза

Компоненты	Карбоновые граувакки Караганды (Шутов, 1972 г.)				Верхнепермские граувакки бассейна (Коссовская, 1972 г.)		
	66/кг	142/кг	130/кг	А среднее	187/кг	167/кг	247/кг
SiO ₂	61,70	66,25	69,23	65,72	76,28	78,54	79,49
TiO ₂	0,85	0,62	0,85	0,77	0,57	0,72	0,53
Al ₂ O ₃	16,29	13,19	14,37	14,62	10,94	10,58	10,67
Fe ₂ O ₃	0,13	0,50	0,23	0,28	0,35	0,43	1,04
FeO	5,43	3,56	2,87	3,95	1,97	1,62	0,68
MnO	0,17	0,18	0,10	0,15	0,02	0,02	0,01
CaO	2,65	2,85	1,62	2,70	0,52	0,72	0,60
MgO	1,38	2,23	1,20	1,60	1,37	1,24	0,81
Na ₂ O	3,51	2,01	2,48	2,66	3,67	3,63	2,65
K ₂ O	1,41	0,97	1,36	1,23	1,09	1,12	1,53
H ₂ O ⁺	3,04	2,67	3,21	2,97	1,75	1,48	1,48
H ₂ O ⁻	0,96	0,48	0,77	0,74	0,47	0,40	1,65
CO ₂	2,38	3,80	1,50	2,43	-	Her	Her
C	0,16	0,07	0,63	0,29	0,12	0,04	0,11
P ₂ O ₅	0,18	0,32	0,13	0,21	0,04	0,01	0,01
Прочие		0,05	-	0,02	-	-	-
Сумма	100,24	99,75	100,55	100,34	99,76	100,52	100,26
K ₂ O/Na ₂ O				0,46			
$\frac{K_2O \cdot Na_2O}{Al_2O_3}$				0,30			
$\frac{Fe_2O_3 + FeO + MgO}{Al_2O_3}$				0,40			

дах количества SiO₂ и снижением всех остальных компонентов. При этом наблюдается общее падение значения коэффициента фемичности (от 0,40 до 0,30) и отношения суммы щелочей к окиси алюминия (от 0,45 до 0,20) при сохранении внутренней структуры щелочных окислов, в которой натрий всегда преобладает над калием (0,46 до 0,87). Увеличение кремнекислотности связано с возрастанием доли устойчивых компонентов: кварца, кремней и кислых обломков эффузивов; уменьшение всех других коэффициентов обусловлено выветриванием фемических минералов и полевых шпатов и развитием за их счет глинистых минералов, характерных для коры выветривания. Специфической особенностью химизма песчаников апосапрогенного парагенеза является частое преобладание в них натрия над калием, наследующее петрогенный характер исходных граувакк и связанное не с присутствием соответствующих полевых шпатов, а с накоплением кислых фельзитовых обломков, устойчивых при выветривании.

Печорского	Карбоновые граувакки, Средний Урал, Поднявское месторождение (Еремеев, 1972)			Среднее из (A+B)	Среднее по аркозам (Pettijohn, 1963)	Среднее по миогеосинклинальным песчанникам (Middleton, 1960)	
B среднее	кварц-граувакки (03/379), hb ₁	олигомиктово-кварцевые граувакки		B среднее			
		027/6190, hb ₁₊₂	018/612, hb ₂₊₃				
78,10	75,90	80,29	75,25	77,15	73,66	77,1	68,43
0,61	0,41	0,50	0,37	0,43	0,60	0,3	-
10,73	10,47	11,76	7,63	9,95	11,77	8,7	10,23
0,61	0,30	0,44	1,24	0,66	0,51	1,5	
1,42	3,02	1,04	4,19	2,75	2,70	0,7	3,10
0,02	0,03	0,01	0,13	0,06	0,08	0,2	-
0,61	1,40	0,50	2,23	1,37	1,53	2,7	2,08
1,14	1,55	0,31	2,10	1,32	1,35	0,5	1,07
3,31	1,56	0,07	1,64	1,09	2,35	1,5	0,72
1,25	1,62	0,74	0,50	0,95	1,14	2,8	1,31
1,57	1,98	3,34	2,20	2,51	2,35	0,9	-
0,84	0,50	0,33	0,32	0,38	0,65	-	-
Нет	1,02	0,28	1,68	0,99	1,14	3,0	-
0,09	Нет	Нет	Нет	Нет	0,13	-	-
0,02	0,20	0,10	0,09	0,13	0,12	0,1	-
-	-	-	-	-	-	-	-
100,32	99,81	99,96	99,57	99,74	100,08	100,0	86,94
0,38				0,87	0,48	1,86	1,82
0,45				0,20	0,29	0,50	0,20
0,30				0,47	0,38	0,31	0,40

**ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ВЕЩЕСТВО
ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА**

Минералогия. Набор глинистых минералов в гранулометрическом спектре парагенеза характеризуется известной пестротой. На первых этапах развития парагенеза он, как правило, многокомпонентный. Помимо каолинита, гидрослюда, монтмориллонита и хлорита, присутствуют часто и смешанно-слоистые минералы состава слюда - монтмориллонит. Причем содержание разбухающих пакетов в смешанно-слоистом минерале характеризуется всегда невысоким значением - до 20-30%, что обуславливает появление на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов характерного рефлекса с $d = 9,7-9,8 \text{ \AA}$. Происхождение смешанно-слоистого компонента с таким устойчивым малым содержанием разбухающего компонента сложное и, очевидно, полигенетическое. Одним из вероятных путей его образования в апоспрогенном парагенезе явля-

Таблица 11

Химический состав основных структурно-минералогических компонентов апосапрогенного

Компоненты	Петро-апосапрогенный парагенез, Ка- раганда (Шутов, 1971 г.)			Петро-апосапрогенный парагенез, Пе- чорский бассейн (фельзитовые грау- вакки печорской серии; Коссовская, 1972 г.)		
	песчаник, среднее из 3 обр.	цемент пес- чаников (фракция <0,001 мм), среднее из 5 обр.	аргиллиты (фракция <0,001 мм), среднее из 12 обр.	песчаник, среднее из 3 обр.	цемент пес- чаника (фра- кция <0,001 мм), среднее из 6 обр.	аргиллит (фракция <0,001 мм), среднее из 10 обр.
	A	A ₁	A _{II}	B	B ₁	B _{II}
SiO ₂	65,72	48,49	49,97	78,10	54,05	53,12
TiO ₂	0,77	1,72	0,91	0,61	1,05	1,13
Al ₂ O ₃	14,62	27,04	26,13	10,73	24,88	22,85
Fe ₂ O ₃	0,28	1,31	1,94	0,61	0,78	1,13
FeO	3,95	1,71	2,10	1,42	2,93	2,83
MnO	0,15	0,05	0,04	0,02	-	-
CaO	2,70	0,70	0,84	0,61	0,43	0,42
MgO	1,60	1,62	1,89	1,14	1,21	2,15
Na ₂ O	2,66	0,49	1,03	3,31	0,38	0,38
K ₂ O	1,23	3,81	3,74	1,25	3,23	3,62
H ₂ O ⁺	2,97	6,65	6,65	1,57	7,34	6,13
H ₂ O	0,74	5,53	2,80	0,84	2,40	2,93
CO ₂	2,43	0,08	0,58	Her	0,74	1,89
C	0,29	0,80	1,27	0,09	0,43	0,75
P ₂ O ₅	0,21	0,10	0,10	0,02	-	-
Прочие	0,02	-	-	-	-	-
Сумма	100,34	100,10	99,99	100,32	99,85	99,33
K ₂ O/Na ₂ O	0,46	7,77	3,63	0,38	9,02	9,52
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,30	0,16	0,18	0,45	0,15	0,17
$\frac{Fe_2O_3+FeO+K_2O}{Al_2O_3}$	0,40	0,18	0,23	0,30	0,20	0,27

ется деградация неустойчивого гидрослюдистого минерала (политипа 1M), проходящая либо в коре выветривания источников сноса, либо в процессе осадконакопления и диагенеза. Об этом свидетельствует присутствие смешанно-слоистого минерала в составе апосапрогенного парагенеза, начиная с пород, составляющих самые верхи разреза, не испытавшие еще никаких изменений в процессе эпигенеза. С другой стороны, систематическое изучение глинистых минералов, входящих в состав терригенных обломков, предварительно освобожденных от примазок цементирующего вещества, обнаружило, что смешанно-

парагенеза

Собственно апосапрогенный парагенез, Восточный Урал (кварц-олигомиктовые граувакки; Еремеев, 1972)			Усредненный апосапрогенный парагенез		
песчаник, среднее из 3 обр.	цемент песчаника (фракция <0,001 мм), среднее из 12 обр.	аргиллиты (фракция <0,001 мм), среднее из 7 обр.	песчаник, среднее из (А+В+В)	цемент песчаника (фракция <0,001 мм), среднее из (А+В+В) _I	основная масса аргиллитов (фракция <0,001 мм), среднее из (А+В+В) _{II}
<i>B</i>	<i>B_I</i>	<i>B_{II}</i>			
77,15	45,00	48,27	73,66	49,28	50,45
0,43	1,29	0,80	0,60	1,35	0,95
9,95	32,63	27,84	11,77	28,18	25,61
0,66	1,39	4,83	0,51	1,16	2,63
2,75	1,49	1,38	2,70	2,04	2,10
0,06	0,04	0,04	0,08	0,03	0,03
1,37	0,91	0,91	1,53	0,68	0,72
1,32	0,82	1,97	1,35	1,22	2,00
1,09	0,35	0,46	2,35	0,41	0,61
0,95	1,03	4,10	1,14	2,69	3,82
2,51	10,24	6,31	2,35	8,08	6,33
0,38	1,88	2,10	0,65	3,27	1,61
0,99	0,56	0,22	1,14	0,46	0,86
Her	1,13	0,67	0,13	0,75	0,86
0,13	0,03	0,01	0,12	0,04	0,40
-	-	-	-	0,01	-
99,74	99,79	99,91	100,08	99,65	100,98
0,87	2,94	8,91	0,48	6,54	6,30
0,20	0,04	0,16	0,29	0,11	0,16
0,47	0,11	0,29	0,38	0,16	0,26

слоистый минерал с $d = 9,7-9,8 \text{ \AA}$ присутствует иногда и среди глинистых минералов, слагающих выветрелые терригенные обломки. Из других особенностей глинистых минералов ассоциаций незрелого парагенеза следует отметить вермикулитизированный (деградированный) характер хлоритового минерала, развитого как в цементе песчаников, так и в основной массе аргиллитов. Рентгенограммы этого минерала, снятые после прокалывания образцов, обнаруживают, как правило, заниженное значение его базальных рефлексов с $d = 13,8 - 12,0 \text{ \AA}$. В отличие от петрогенных и даже литокластогенных парагенезов эпи-

генетическая переработка песчаных пород апосапрогенного парагенеза не сопровождается появлением в цементе хлорита и гидрослоды. Более того, эпигенетически преобразованные песчаники характеризуются еще большей простотой в составе цемента, что, очевидно, связано с перекристаллизацией чешуйчатого каолинитового агрегата и выносом всех прочих фемических и щелочных компонентов.

На более зрелых стадиях апосапрогенного парагенеза все слоистые силикаты, за исключением каолинита, как в составе песчаников, так и в глинах постепенно переходят в категорию аксессуарных минералов. Глины и цемент песчаников зрелого парагенеза представляют собой часто почти минеральное вещество каолинитового состава.

Химизм. Как и в предыдущих парагенезах, химический состав дисперсных фракций показан в сравнении с химическим составом всей песчаной породы в целом. В табл. 11 приведены соответствующие данные для разных степеней зрелости апосапрогенного парагенеза (см. фиг. 9, точки А-В на классификационном треугольнике), а также для парагенеза в целом. На всех стадиях развития парагенеза переход от обломочной части пород к тонкодисперсным фракциям сопровождается уменьшением окиси кремния, накоплением алюминия, изменением его соотношения со щелочами и увеличением внутри последних роли окиси калия. Количественная сторона этих изменений хорошо отражена в соответствующих коэффициентах, приведенных в табл. 11. Из других особенностей сравнительного рассмотрения пород в целом и фракций меньше 0,001 мм следует отметить накопление в тонких фракциях окиси титана и железа, гораздо более интенсивное, чем во всех предыдущих парагенезах. Однако главной характерной особенностью данного парагенеза являются, с одной стороны, низкое содержание в обломочной части пород всех фемических и щелочно-земельных элементов, свидетельствующее о глубоком выветривании обломочного материала в зоне источников сноса, и, с другой стороны, высокая концентрация в дисперсных фракциях окислов алюминия, титана и железа, характеризующая сильное химическое разложение алюмосиликатного материала в зоне материнских образований. Следовательно, основные химические и минералогические процессы в данном парагенезе прошли в зоне выветривания материнских комплексов, поэтому все последующие стадии образования пород характеризуются механическим переотложением выветрелого материала и резким подавлением аутигенного минералообразования. Достаточно вспомнить, сколь интенсивным был эпигенетический переход фемических элементов из обломочной части пород в цемент песчаника в свежих петрогенных граувакках. В настоящем парагенезе цемент песчаника не испытывает глубоких минералогических преобразований, ибо резервы аутигенеза в виде неустойчивых обломочных компонентов исчерпаны в зоне выветривания материнских пород. Более того, вещество цемента песчаников испытывает дальнейшее обеднение фемическими и щелочными элементами вследствие промыва пород подземными водами. Об этом свидетельствует несколько повышенное содержание указанных элементов в менее проницаемых глинах и аргиллитах апосапрогенного парагенеза.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА

Апосапрогенный парагенез распространен сравнительно ограниченно. Он характерен для толщ пород, слагающих чаще всего передовые прогибы и выходящих иногда на краевые участки платформ. В мощных терригенных сериях породы с апосапрогенным парагенезом встречаются главным образом в самых нижних горизонтах разреза. Такая приуроченность связана с формированием пород парагенеза в период после длительного перерыва в осадконакоплениях, за время которого на участках питающих областей сформировалась более или менее мощная кора выветривания. Как правило, вслед за породами с апосапрогенным парагенезом следуют граувакковые толщи петрогенного состава.

ГРУППА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Парагенез граувакк и собственно вулканогенных пород закономерен. Обе группы тяготеют к участкам земной коры с активным тектоническим режимом, и естественно, что пути их формирования пересекаются. При этом терригенное вещество уступает место обломочно-вулканогенному материалу. В зарубежной литературе все граувакки, формирующиеся за счет свежего вулканогенного материала, получили наименование "вулканогенных граувакк" (Crook, 1960₂, 1961, 1963; Chappell, 1968 и многие другие). Этот термин был предложен авторами коллективной монографии, посвященной магматическим, метаморфическим и осадочным породам (Williams et al., 1954). В настоящее время после работ Г.С. Лзоценидзе и И.В. Хворовой (1970), Г.Н. Бровкова (1963, 1964, 1970; Бровков, Могилев, 1965 и др.), В.Т. Фролова (1970; Фролов, Фролова, 1965), И.В. Лучицкого (1966, 1970), Н.Г. Бродской и др. (Осадкообразование и полезные ископаемые ..., 1968) и других, обосновавших выделение различных седиментационно-генетических типов вулканогенно-обломочных пород (вулканотерригенные, тефрогенные, туфогенные и др.), обобщенное представление о "вулканогенных граувакках" должно быть расчленено на соответствующие типы вулканогенно-граувакковых образований.

В группе вулканогенных парагенезов граувакк могут быть выделены следующие типы:

- 1) вулканотерригенный комплекс,
- 2) туфогенный комплекс,
- 3) тефрогенный комплекс.

Описание выделенных парагенезов начнем с одного из самых распространенных типов, свойственных вулканотерригенным комплексам.

ВУЛКАНО-ТЕРРИГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

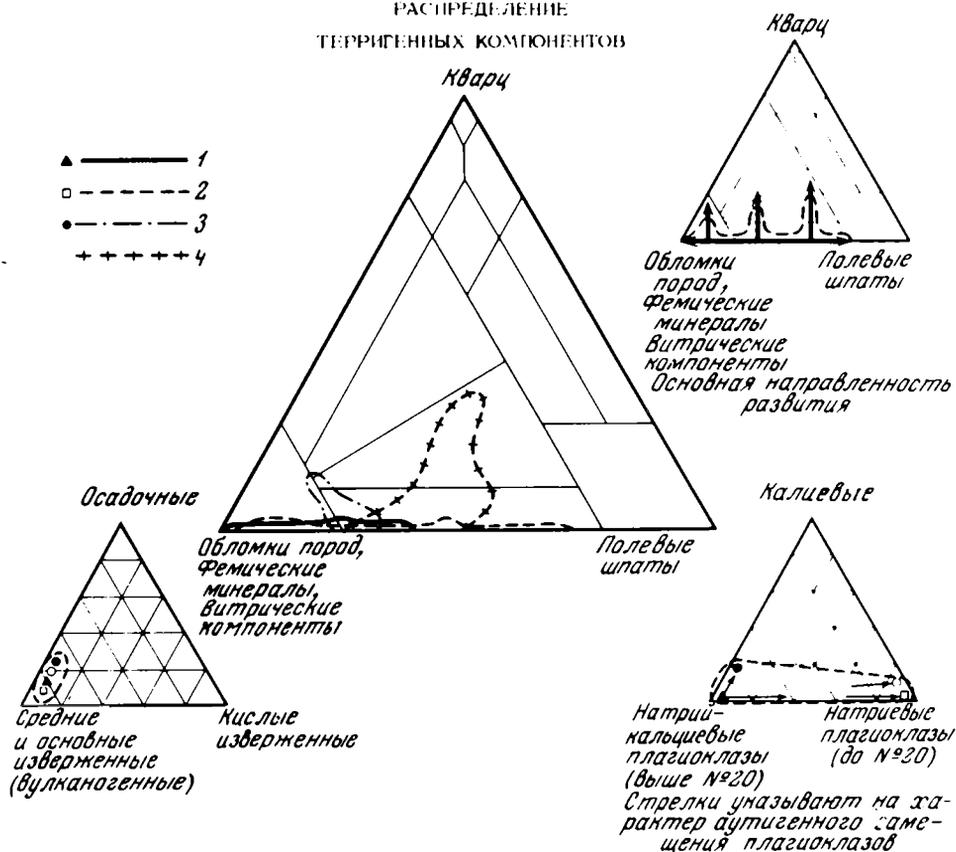
К вулканотерригенным парагенезам относятся гранулометрические спектры пород, формирование которых связано с непосредственным разрушением и переотложением терригенного материала из свежих вулканогенных образований. Дробление и разрушение свежих вулканогенных пород, в том числе и плотных эффузивных покровов, имеет столь характерную особенность, что позволяет легко отличить возникающие при этом парагенезы от парагенезов петрогенного типа. Последние сходны по составу, но сформированы за счет размыва не свежих, а древних, консолидированных эффузивов, представленных базальтами, спилитами, порфиритами и другими эффузивными варьететами главным образом основного состава. Характерная особенность вулканотерригенных граувакк состоит в большой реакционноспособности дробленого исходного силикатного материала, принадлежащего, как правило, преимущественно к средним и основным эффузивам. Это, в свою очередь, обуславливает напряженное аутигенное минералообразование, при котором формируются не только слоистые - глинистые минералы, но и разнообразные Na-K-Ca силикаты с карбонатной структурой (цеолиты, щелочные полевые шпаты и др.).

Минералогия. Ряд характерных минералогических полей вулкано-терригенных граувакк показан на фиг. 10. Все они тяготеют к основанию треугольника, располагаясь среди классификационных полей собственно граувакк и полевошпатовых граувакк. Дочерние треугольники и данные по более детальному составу обломочных компонентов (табл. 12; см. фиг. 10) свидетельствуют о формировании пород за счет размыва свежих андезитов и базальтов. Их терригенные обломки составляют костяк граувакковых песчаников. Среди минеральных зерен преобладают плагиоклазы и феррические минералы: пироксены, роговые обманки и др. Характерно, что среди молодых пород присутствуют плагиоклазы с 40–90% анортита, в то время как в древних комплексах перми и девона все плагиоклазы альбитизированы (см. фиг. 10 и табл. 12). Наряду с вулканогенными обломками присутствуют и собственно терригенные компоненты – обломки гранитоидных пород, кремней, сланцев, филлитов, песчаников, известняков, а из минеральных зерен – кварц, калиевые полевые шпаты и др. Это нарушает однородность вулкано-терригенного вещества и обуславливает его "вызревание" в результате смещения с устойчивыми компонентами инородного терригенного материала, а не внутреннего накопления стабильных обломков. Появление примеси связано, очевидно, с частичным размывом вмещающих вулканогенное тело терригенных или консолидированных магматических образований. Частные поля вулкано-терригенных граувакк со стабильными компонентами терригенной примеси вытягиваются по направлению к кварцевой вершине треугольника (см. фиг. 10). Однако, как правило, такие вертикальные всплески не переходят за биссектрису классификационного треугольника, являющуюся, как известно, геометрическим местом точек с равным содержанием полевых шпатов и кварца. Поэтому нет необходимости использовать при исследовании вулканогенного вещества треугольник с вертикальными полями, сходящимися в кварцевой вершине, как предлагает Крук (Crook, 1960).

Химизм. Некоторые представления о химизме вулкано-терригенных граувакк дают анализы девонского грауваккового комплекса Австралии (Балдвинская формация), сформированного за счет размыва квазисинхронных покровов андезитового состава. Пределы колебания главнейших окислов в десяти проанализированных граувакках невелики, а средний состав граувакк очень близок к среднему составу андезитов, вычисленному Нокольдсом (Nockolds, 1954) по данным 49 анализов андезитов Тихоокеанского кольца (табл. 13). Химический состав граувакк отличается от усредненного анализа андезитов пониженным содержанием окислов алюминия, кальция и калия. Это связано, очевидно, с частичным разрушением основного плагиоклаза андезитов и удалением из него калия в виде сформированных гидрослюд в более тонкие породы глинисто-аргиллитового состава. Характерно также повышение коэффициента $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ в граувакках относительно среднего андезита (0,35 против 0,28), что подтверждает отмеченную выше потерю полевого шпата и свидетельствует о накоплении в граувакках глинистого вещества. Судя по повышенному содержанию закисного железа (7,3% против 5,49%) и высокотемпературной воды (3,96% против 0,86%), глинистые минералы имеют хлоритовый состав.

Фиг. 10. Вулкано-терригенные комплексы (вулканогенная группа граувакк)
 1 – N_{mi} – плиоцен-миоцен Фиджи (Crook, 1963); 2 – DP_1^1 – Балдвинская формация, Австралия (Chappell, 1968); 3 – N_{mi-pl} – плиоцен-миоцен Калифорнии (Lenbekmo, 1957); 4 – P_1 – Бреджтовская песчаная формация (Raam, 1968).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)

Улучшение общей окристаллизации

Стадия	Терригенные обломки (из песчаников)	Глины и аргиллиты	Цемент песчаников
Начальный эпигенез	В свежих породах глинистые минералы либо отсутствуют, либо скудны и плохо образованы	В гидротермально измененных породах: монтмориллонит; хлорит, гидрослюда	Хлорит, монтмориллонит, гидрослюда
Глубинный эпигенез		В эпигенезе сокращение разбухающих пакетов и переход через смешанно-слоистые образования в минералы Гидрослюда, хлорит	Хлорит, гидрослюда

Таблица 12

Средний минеральный состав обломочных компонентов в вулcano-терригенных граувакках (по данным подсчетов в шлифах)

Компоненты	Острова Фиджи, Npl · mic	Австралия, Балдвин- ская фор- мация, D ₁	Калифорния, Npl · mic	Восточная Австра- лия, Бреджтовская формация, P ₁
Обломки пород				
Базальты	+++			
Андезиты	+++		+++	
Андезиты, базальты (ге- матитизированные с ломонтитом, пренимом и эпидотом)		+++		+++
Сланцы		++	++	++
Филлиты			++	
Песчаники			++	++
Граниты	+	+		++
Кварциты				++
Кварц-порфиры	++			
Кремни	++			
Известняки	++			
Минералы				
Плагиоклазы №45-50	+++		+++	
Альбит (по основным плагиоклазам)		+++		+++
К-полевые шпаты			++	++
Пироксены	++	++	++	++
Амфиболы	++	++	+++	++
Оливин	+			
Бурые стекла	++			
Гиперстен			+	
Рудные минералы	++	++	++	++
Биотит	+			
Кварц			+++	+++

Примечание. +++ десятки%; ++ единицы %; + доли %.

АУТИГЕННАЯ ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

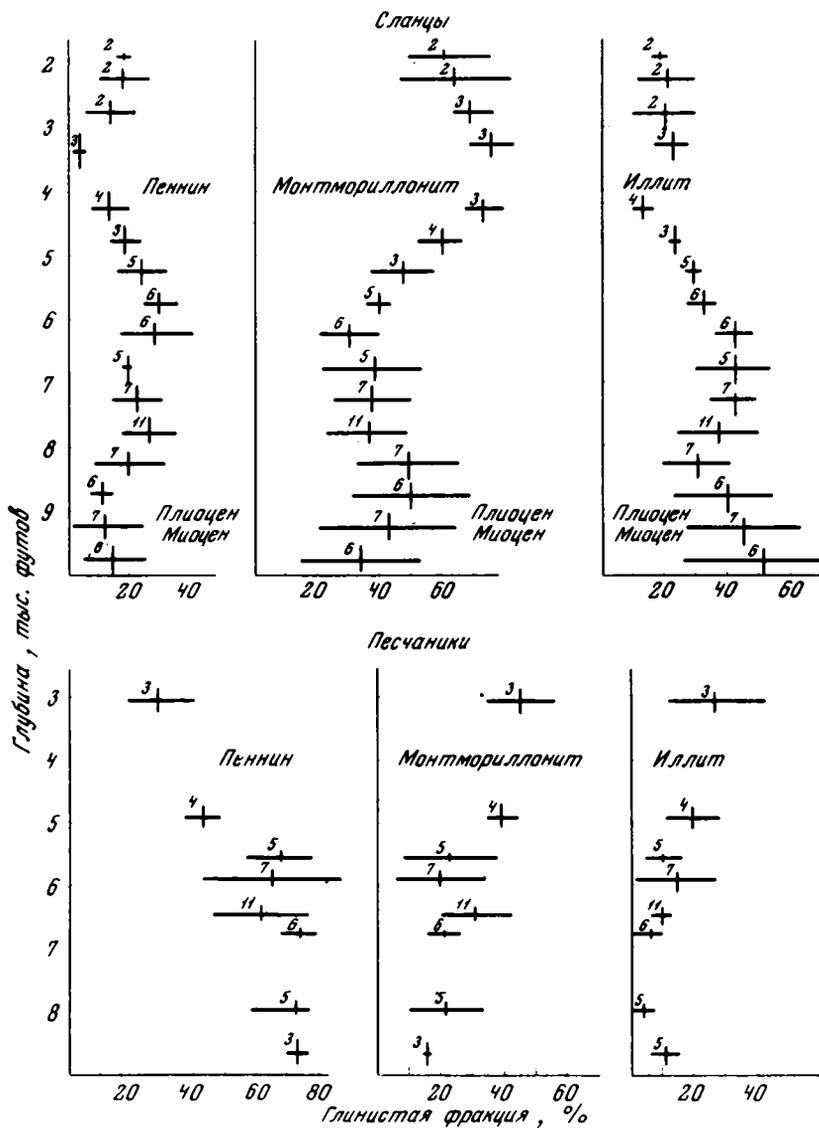
Минералогия и химизм слоистых силикатов. Глинистые минералы вулcano-терригенного материала среднего и основного состава характеризуются присутствием монтмориллонита, хлорита и гидрослюда. В отличие от собственно терригенного парагенеза глинистые минералы вулcanoгенных комплексов имеют в основном аутигенное и в меньшей степени терригенно-трансформированное происхождение. Ведущее место занимает монтмориллонит. Об этом свидетельствуют исследования молодых плейстоценовых и миоценовых комплексов, развитых по периферии Тихоокеанского кольца, детально изученных на Калифорнийском побережье Куайде (Quaide, 1957) и Лербекмо (Lerbeckmo, 1957) и на островах Фиджи Круком (Crook, 1963). Во всех этих комплексах верхние горизонты представлены породами с монтмориллонитом в качестве главного глинистого минерала. Это характерно как для основной массы глинисто-сланцевых пород (фиг. 11), так и для цемента песчано-граувакковых образований (табл. 14; см. фиг. 11). Монтмориллонит занимает, как правило, промежуточное положение между Al-монтмориллонитом и нонтронитом; содержание Fe₂O₃ достигает в нем 10-15% (Lerbeckmo, 1957). Минерал от-

носится к диоктаэдрическому типу со значением рефлекса 060, не превышающим 1,505 Å. Это сближает его с минералами селадонит-глауконитового ряда, широко распространенными в граувакках морского генезиса (Crook, 1963). Есть все основания считать, что такое родство связано со стадийными переходами нонтронитоподобного монтмориллонита в селадонит-глауконит (Shugov et al., 1972). Это косвенно подтверждается и материалом миоценовых комплексов Калифорнии и Фиджи. Из фиг. 11 и табл. 14 видно, что содержание монтмориллонита уменьшается вниз по разрезу, он уступает место хлориту и гидрослюде (селадониту). Первый минерал замещает монтмориллонит главным образом в песчаниках, второй — преимущественно в глинах и сланцах. Не вызывает сомнения, что такие замещения — переходы осуществляются через серии неупорядоченных или регулярных смешанно-слоистых образований (Шутов и др., 1971; Dunoyer de Segonzac, 1970). Однако в некоторых случаях трансформация происходит столь быстро, что промежуточные фазы смешанно-слоистых минералов могут присутствовать в очень малых количествах и потому улавливаться с большим трудом (Quaide, 1957). Различная направленность изменения монтмориллонита в песчаниках и глинах связана, оче-

Таблица 13

Химический состав песчаников и аргиллитов вулканотерригенного парагенеза

Компоненты	Граувакки вулканотерригенного (андезитового) парагенеза. Девон, Балдвинская формация эвгеосинклинали Новой Англии (Chappell, 1968)		Аргиллиты вулканотерригенного парагенеза. Новая Зеландия (Ewart et al., 1965)	Среднее из 49 андезитов (Nockolds, 1954)
	пределы колебания в 10 обр.	среднее из 10 обр. А		
SiO ₂	51,48-58,25	54,63	66,6	54,20
TiO ₂	0,79-1,37	1,11	0,63	1,31
Al ₂ O ₃	14,44-16,90	15,69	16,2	17,17
Fe ₂ O ₃	0,64-3,13	1,65	0,46	3,48
FeO	4,21-9,47	7,30	3,00	5,49
MnO	0,11-0,23	0,16	0,05	0,15
MgO	2,41-5,79	3,70	1,10	4,36
CaO	3,60-7,34	5,01	1,50	7,92
Na ₂ O	4,11-6,15	4,79	3,20	3,67
K ₂ O	0,26-0,91	0,66	4,50	1,11
P ₂ O ₅	0,15-0,29	0,23	0,14	0,28
H ₂ O ⁺	2,97-4,87	3,96	2,25	0,86
H ₂ O ⁻	0,16-0,47	0,32	-	-
CO ₂	0,14-1,31	0,82	0,09	
Сумма		100,03	99,72	100,00
K ₂ O/Na ₂ O		0,14		0,30
K ₂ O+Na ₂ O		0,35		0,28
Al ₂ O ₃				
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO				
Al ₂ O ₃		0,81		0,77



Фиг. 11. Вариации минерального состава глинистой фракции в сланцах и песчаниках вулканотерригенных комплексов бассейна Вентара в Калифорнии (Quaide, 1957)

видно, с наличием в них разных ресурсов обломочных компонентов, испытывающих в эпигенезе внутрислойное растворение и перераспределение слагающих их элементов. Песчаники, обогащенные темноцветными компонентами, увеличивают баланс аутигенного минералообразования за счет фермических элементов Mg и Fe, идущих на формирование хлорита. В глинах и сланцах, обогащенных терригенно-слоудистыми компонентами, происходит эпигенетическое перераспределение, в первую очередь, K и других элементов с формированием гидрослоудистых (селадонитовых) минералов.

О химизме аргиллитов вулканотерригенных граувакк можно судить по анализам эвгеосинклинальных аргиллитов юры и триаса, связанных с размытием мезозойского андезитового комплекса (см. табл. 13). По сравнению с граувакками анализы аргиллитов обеднены фермическими элементами (Fe_2O_3, FeO, MgO) и обогащены SiO_2 и K_2O , что связано с менее хлоритовым и более монтмо-

риллонит-гидрослюдистым составом этих пород. Общие причины такой направленности изменения обсуждены выше.

Минералогия каркасных силикатов. В песчаниках по каркасным и цепочечным силикатам развивается целая гамма цеолитов и других вторичных силикатов с каркасной структурой. В молодых плиоценовых сериях (острова Фиджи и др.) широко распространены анальцит, шабазит, филлипсит и томсонит (Crook, 1963). Эти цеолиты либо замещают основные плагиоклазы, либо формируют друзы или зернисто-сферолитовые агрегаты в поровых участках песчаников и конгломератов.

В более древних комплексах присутствуют менее водные цеолиты: сначала гейландит, а затем и ломонтит. В ассоциации с последним часто образуются альбит и пренит; немногим позже развиваются пумпеллит и эпидот: миоценовые серии Фиджи, (Crook, 1963); эоцен-олигоценная формация Touveuappe в Альпах (Martini, Vuagnat, 1965); меловые серии Коста-Рики (Otago, 1964); триасовые граувакки Новой Зеландии (Coombs, 1954); пермская Бреджтовская формация в Австралии (Raam, 1968) и девонская Балдвинская формация в Австралии (Chappell, 1968). Указанные цеолиты и альбит развиваются по кальциевым плагиоклазам и более ранним многоводным цеолитам. Они замещают минералы и выполняют поровые участки, а также встречаются в виде тонких жил, секущих вмещающие породы. Пренит, пумпеллит и эпидот образуются по основным стеклам и хлориту. Кроме того, кристаллики и мелкие агрегаты эпидота и пренита, в ассоциации с серицитом и альбитом, замещают зерна основных плагиоклазов.

Начало формирования аутигенных минералов в различных формациях происходило на разных уровнях их общего погружения, т.е. в несколько различных термодинамических обстановках. Раам (Raam, 1968) считает, что наблюдающееся отклонение от классической схемы зональности Кумбса (Coombs et al., 1959) объясняется различными физико-химическими параметрами среды эпигенеза, зависящими в сильной степени от присутствия большей или меньшей массы реакционноспособного обломочного вещества алюмосиликатного состава.

Таблица 14

Оптические свойства силикатных минералов со слоистыми структурами в разрезе вулканогенных граувакк миоплиоценового возраста островов Фиджи (учтены только цеолиты вулcano-терригенного состава; Crook, 1963)

№ обр.	Серия, геологический возраст	Средний показатель преломления	Цвет	Двупреломление	Минерал
7418	M, верхний плиоцен	-	Глубоко-зеленый	0,020	Селадонит
7443	То же	1,480	Желто-бурый	0,005	Монтмориллонит
7442	"	1,481	Оранжево-бурый	0,010	"
7411	K, верхний плиоцен	-	Желто-зеленый	Изотропный	Глинистый минерал
7437	Su, нижний плиоцен	1,541	Бесцветный	0,008	"
7436	То же	-	"	Изотропный	"
7417	Si, средний миоцен	1,600	Зеленый	0,005	Хлорит
7419	То же	1,595	"	Изотропный	"
7431	W, миоцен - эоцен	1,591	Желто-зеленый	"	"
7430	То же	1,607	"	0,012	"

Вулкано-терригенные комплексы тесно связаны с собственно вулканогенными образованиями. Этим определяется их приуроченность к отложениям широкого возрастного диапазона, выполняющим прогибы эвгеосинклинального типа. Как сообщает Лербекмо (Lerbekmo, 1957), вулкано-терригенные граувакки андезитового состава широко распространены во всей внутренней зоне третичных и меловых отложений Тихоокеанского кольца.

ТУФОГЕННЫЕ И ТЕФРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Формально собственно туфогенный парагенез не относится к грауваккам. Однако он теснейшим образом переплетается с ними, в результате чего возникают три типа сочетания: 1) вещество исходной тефры образует механические смеси с терригенным материалом; 2) вещество исходной тефры меняет состав и облик вследствие рассортировки материала в среде седиментации; 3) вещество исходной тефры, не меняя облика и состава, входит в гранулометрический спектр того или иного парагенеза граувакк. В первом случае возникают смешанные парагенезы, второй и третий типы соответствуют тефрогенному и туфогенному парагенезам.

Для обобщения всего многообразия туфогенных и тефрогенных парагенезов, тесно связанных с граувакковыми комплексами, недостаточно материала. Поэтому ограничимся разбором трех характерных случаев формирования сопряженных типов туфогенного и тефрогенного парагенезов из исходной тефры кислого, среднего и основного состава.

ОБЛОМочНАЯ (ЛИТО-ВИТРОКРИСТАЛЛОКЛАСТИЧЕСКАЯ) ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия. Минералогические поля тефрогенных песчаников кислого, среднего и основного состава представлены на фиг. 12. В виде различных пунктирных линий в основании треугольника показаны соответствующие двухкомпонентные ассоциации пород туфогенного парагенеза. Дочерние треугольники (табл. 15; см. фиг. 12) дают более детальное представление о гетерогенном составе туфогенных и тефрогенных пород. Резко различаются исходные породы, сложенные тефрой кислого, среднего и основного состава. Туфогенные породы кислого состава (карбон, Караганда) представлены обломками альбитофириевой массы кислого вулканического стекла, кислых плагиоклазов, биотитов и др., сцементированными монтмориллонит-ректоритовой массой, развита по более тонкозернистым стеклам. Туфовые породы среднего состава (нижний триас Новой Зеландии; Coombs, 1954) состоят из обломков андезитовой массы, витрокластики среднего состава, Na-Ca плагиоклазов (№ 32-55), авгита, роговой обманки и др., сцементированных стеклом соответствующего состава. Туфогенные аналоги основной тефры (туфобазальты Францисканской формации юры Калифорнии; Bailey et al., 1964) состоят из кристаллокластов авгита, основного плагиоклаза, ильменита, магнетита и др., погруженных в нон-тронитизированный и хлоритизированный агрегат из витрических компонентов основного стекла, по-видимому, в прошлом палагонитового состава.

Вопреки указанным различиям формирование тефрогенных пород из исходной тефры разного состава происходит, как показывают данные графиков фиг. 12 и табл. 15, строго одинаково.

В условиях гидродинамически активной среды морского бассейна материал исходной тефры дробился, истирался и затем рассортировывался. Эти процессы приводили к измельчению, в первую очередь, наиболее хрупких витрических компонентов, которые легко удалялись из перемываемого зернистого материала и отлагались на других участках вместе с более тонкозернистым алевро-

Таблица 15

Средний минеральный состав обломочных компонентов в туфогенных и тефрогенных породах (по данным подсчетов в шлифах)

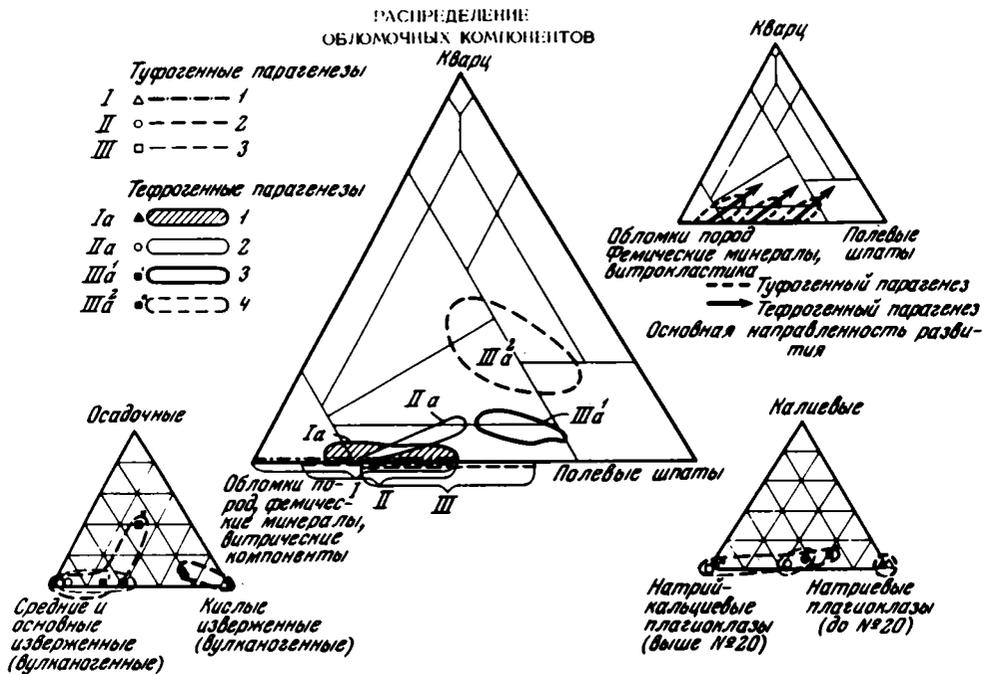
Производные кислой тефры, Карагонда, (С ₂)	Компоненты тефры	Альбитофировый туф или вулканический пепел	Тефрогенный песчаник А	Аргиллит Б
	Монтмориллонитизированные обломки кислых стекол Кислые плагиоклазы Биотит Апатит бурый	+++ ++ ++ ++	+ +++ ++ +	+++ + + +
Производные средней тефры, Новая Зеландия (Coombs, 1954)	Компоненты тефры	Андезитовый туф	Тефрогенный песчаник А	Аргиллит Б
	Обломки андезитовой массы Обломки вулканического стекла среднего состава Обломки плагиоклазов (№ 32-50) Иногда альбитизированный авгит Роговая обманка Эпидот Рудные минералы	+++ ++ ++ ++ + + ++	++ + +++ +++ ++ ++ +++	++ +++ + + + +
Производные основной тефры и (или) основной подушечной лавы, Калифорния, J(Cailey et al., 1964)	Компоненты тефры или основной гиалопилитовой массы	Туфобазальт и (или) внешние корки, базальт, подушечные лавы	Тефрогенный песчаник А	Аргиллит Б
	Витрические и (или) гиалопилитовые компоненты из основного (палагонитового стекла) Авгит Плагиоклаз (до битовнита), часто альбитизированный Магнетит Ильменит Сфен Лейкоксен	+++ ++ ++ + + + ++	++ +++ +++ ++ ++ ++ ++	+++ + + + +

Примечание. +++ десятки %; ++ единицы %; + доли %.

Примесь собственно терригенных компонентов не показана.

пелитовым материалом. В результате обломочная ассоциация тефрогенных песчаников сильно обеднялась (иногда вплоть до полного исчезновения) витрическими и обогатилась более прочными и более плотными кристаллолитокластическими компонентами. Одновременно с этим происходило более или менее сильное окатывание всех зернистых компонентов, их сортировка и увеличение среди них числа стабильных минералов и обломков пород (см. колонку А в табл. 15). Последнее достигалось вследствие как внутренней химической дифференциации материала (см. фиг. 12, дочерние треугольники), так и неизбежного подмешивания более устойчивого терригенного материала, в первую очередь зерен кварца.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ОБЛОМОЧНЫХ КОМПОНЕНТОВ



Фиг. 12. Туфогенные и тефрогенные комплексы (вулканогенная группа граувакк)

Туфогенные комплексы: 1 - $C_{1,3}$ - пеплы и туфы Караганды по В.Д. Шутову (Граувакки, 1972); 2 - T_2 - андезитовые туфы Новой Зеландии (Сoombs, 1954); 3 - N_{mi} - спилиты Сахалина по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972).

Тефрогенные комплексы: 1 - C_{1v1-2} - паралическая подформация Караганды по В.Д. Шутову (Граувакки, 1972); 2 - T_2 - туфитовые граувакки Новой Зеландии (Сoombs, 1954); 3 - N_{mi} - тефрогенные песчаники Сахалина по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 4 - Францисканская формация Калифорнии (Bailey et al., 1964)

Все это в совокупности определяет основную направленность развития конфигурации минералогических полей тефрогенных песчаников. По сравнению с соответствующими туфогенными ассоциациями поля тефрогенных песчаников косо смещены в сторону полевошпатовой и кварцевой вершин треугольника (см. фиг. 12, схема на верхнем правом треугольнике).

Следует отметить, что накопление тефрогенных пород основного, а возможно и среднего, состава сопровождается появлением в обломочной ассоциации не только витрокластических, но и гиалокластических компонентов, связанных с растрескиванием и разрывом внешних скорлуповатых оболочек подушечных лав синхронного подводного излияния. Взаимосвязь граувакк, особо обогащенных фемическими компонентами, с пластами глубоководных спилитов ярко выражена во многих участках разреза Францисканской формации Калифорнии (Bailey et al., 1964; см. табл. 15).

Количество "matrixe" в граувакках тефрогенного типа, как и во всех граувакках в целом, подвержено сильному колебанию. В триасовых отложениях Новой Зеландии Кумбсом (Сoombs, 1954) описаны тефрогенные граувакки, возникшие за счет рассортировки андезитового туфогенного материала, и содержание "matrixe" в одной группе пород в среднем около 25%, а в другой - около нуля. Любопытно, что Кумбс, относя обе исследованные группы пород к грауваккам, подчеркивал, что последнюю группу, не содержащую глинистого цемента, можно было бы именовать "туфогенными граувакками" (tuffaceous grauwacke). Однако предложенный им термин не получил широкого распространения.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)**

Парагенез кислой тефры

Улучшение общей окристаллизации



Стадия	Крупные фрагменты лито-витро-кристаллокластики	Глины и аргиллиты	Цемент песчанников
Начальный эпигенез	Монтмориллонит ↓ Смешанно-слоистый неупорядоченный минерал	Монтмориллонит ↓ Ректоритоподобный минерал	Монтмориллонит ↓ Ректорит
Глубинный эпигенез	Гидрослюда	Гидрослюда	Гидрослюда

Парагенез средней и основной тефры

Улучшение общей окристаллизации



Стадия	Крупные фрагменты лито-витро-кристаллокластики	Глины и аргиллиты	Цемент песчанников
Начальный эпигенез	Монтмориллонит ↓ Хлорит	Монтмориллонит ↓ Хлорит	Монтмориллонит ↓ Хлорит (селадонит)
Глубинный эпигенез	Хлорит	Хлорит	Хлорит, корренсит

Фиг. 12

Химизм. Представление о химизме некоторых туфогенных и сопряженных с ними тефрогенных песчанников дает табл. 16. Для каждой группы пород приведены сравнительные данные по среднему химическому составу кислых - альбитофиоров (Taylor, 1966), средних - андезитов (Nockolds, 1954) и основных - толеитовых базальтов (Nockolds, 1954). Последующие две колонки в каждой группе соответствуют туфогенным (X) и тефрогенным (A) типам. В группе основных пород приведены дополнительные данные по химизму базальто-спилитовых подушечных лав (X₁), являющихся источником накопления гиллокластовых компонентов в соответствующих тефрогенных граувякках.

Таблица 16

Химический состав туфогенно-тефрогенных комплексов кислого, среднего и основного

Компоненты	Кислые				Средние	
	средний анализ альбитофира (Taylor, 1966)	вулканический туф, Караганда, обр. 105 (Шутов, 1972 г.) X	тефрогенный песчаник, Караганда, обр. 340 (Шутов, 1972 г.) A	аргиллит, Караганда, обр. 319 (Шутов, 1972 г.) Б	средний анализ андезита (Nockolds, 1954)	андезитовый туф В, Новая Зеландия (Coombs, 1954) X
SiO ₂	67,4	67,64	59,96	60,34	54,20	56,56
TiO ₂	0,71	0,51	0,98	1,14	1,31	1,52
Al ₂ O ₃	15,3	16,76	16,76	18,13	17,17	15,24
Fe ₂ O ₃	3,6	1,02	0,43	1,23	3,48	3,28
FeO	1,1	1,72	4,08	3,21	5,49	5,46
MnO	0,10	0,07	0,11	0,03	0,15	0,12
MgO	1,0	0,79	1,15	1,00	4,36	2,60
CaO	3,4	2,06	4,16	2,20	7,92	3,77
Na ₂ O	4,6	1,04	3,68	2,65	3,67	5,38
K ₂ O	2,4	1,91	2,23	2,57	1,11	0,92
H ₂ O ⁺	0,4	3,37	2,30	3,19	0,86	2,54
H ₂ O ⁻	0,35	2,12	1,10	1,61	-	0,75
CO ₂	-	1,18	3,18	0,72	-	1,35
C	-	Нет	Нет	1,85	-	-
P ₂ O ₅	0,20	0,12	0,19	0,19	0,28	0,22
Сумма	100,56	100,31	100,53	100,16	100,00	99,73
Na ₂ O+K ₂ O		0,18	0,35			0,41
Al ₂ O ₃						

Привлекает внимание прежде всего общая близость химического состава всех вулканогенных варьететов в пределах групп пород, различающихся основностью. Однако на этом однородном фоне выявляются некоторые закономерности изменения в содержании щелочей (главным образом Na₂O) и их соотношении с окисью алюминия (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃, обусловленные направленным увеличением кристаллокластических (в основном полевошпатовых) компонентов в тефрогенных ассоциациях (см. табл. 16). Нарушение этой закономерности в группе средних пород объясняется двумя обстоятельствами. С одной стороны, более основным типом плагиоклаза и в соответствии с этим увеличением в тефрогенной породе не Na₂O, а прежде всего CaO (связанного с плагиоклазом, а не с карбонатным веществом; см. табл. 16). С другой стороны, присутствием среди кристаллокластических компонентов тефрогенных песчаников, помимо плагиоклаза, большого числа зерен авгита, что выразилось в увеличении суммы фемических компонентов (FeO+MgO) от 8,06 в туфах до 11,21% в песчаниках тефрогенного типа (см. табл. 16).

		Основные				
тефрогенная граувакка С, Новая Зеландия (Сoombs, 1954) А	аргиллит вулканогенного комплекса, девон, Тува (Бровков, 1964) Б	средний анализ толеитового базальта (Nockolds, 1954)	базальт подушечной лавы (Bailey et al., 1964) Х ₁	туфогенный базальт, обр. 14, Калифорния (Bailey et al., 1964) Х ₂	граувакка, обр. 1, Францисканская формация, Калифорния (Turner, 1891) А	сланцы, обр. 1, Францисканская формация, Калифорния (Bailey et al., 1964) Б
55,75	58,60	50,83	46,60	45,6	56,8	62,54
1,34	0,88	2,03	2,87	1,6	Не опр.	0,87
16,16	17,88	14,07	15,28	14,0	11,4	14,81
1,25	2,93	2,88	3,98	1,2	1,5	2,02
7,34	2,66	9,05	8,17	9,4	5,0	5,47
0,12	0,13	0,18	0,08	0,16	0,2	0,05
3,87	4,36	6,34	5,40	10,15	3,1	3,38
3,50	1,02	10,42	10,68	6,5	7,6	1,40
4,39	0,95	2,23	2,26	2,2	3,3	2,90
1,59	4,00	0,82	0,85	0,21	0,9	2,13
3,51	6,69	0,91	3,63	6,0	3,2	2,91
0,72		-	0,24	0,74	1,4	0,82
0,44	-	-	0,06	1,4	5,1	0,08
-	-	-	-	-	-	0,96
0,30	-	0,23	0,36	0,15	0,1	0,15
100,28	100,00	99,99	100,46	99,3	99,57	100,54
0,37			0,20	0,18	0,37	

АУТИГЕННАЯ ЧАСТЬ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СПЕКТРА

Минералогия и химизм слоистых силикатов. Комплекс аутигенных тонкодисперсных минералов со слоистыми структурами, встречающихся в туфогенных и тефрогенных парагенезах, крайне сложен и изучен еще недостаточно. Эта сложность определяется, с одной стороны, многообразием реакционноспособной тефры, являющейся исходным веществом для всех аутигенно-глинистых минералов, а с другой — специфическим глинообразованием, связанным с наложением гидротермальной деятельности, как правило, сопутствующей в той или иной степени развитию накопления вулкано-обломочного материала (Набоко, 1961, 1963; Мархини, 1967; Дзюценидзе, 1965 и др.). Учитывать последнюю пока не представляется возможным, так как древние туфогенно-аргиллитовые породы содержат лишь конечные звенья зонально-стадийных ми-

нералов – диоктаэдрическую гидрослюда и хлорит, в то время как молодые и современные осадки исследованы еще крайне мало.

Полная характеристика глинистых минералов в связи с многообразием исходной тефры также является задачей будущих исследований. Мы ограничимся описанием характерных ассоциаций глинистых минералов, возникающих в глинах, связанных, с одной стороны, с кислыми, а с другой – со средними и основными туфами и тефрогенными образованиями.

Как следует из описания минералогии обломочного вещества туфогенных и тефрогенных ассоциаций, в процессе осадочной рассортировки материала все наиболее хрупкие и тонкие витрические компоненты вымывались из зернистой части осадка и осаждались вместе с пелитовым веществом. В ассоциации с кислыми туфами и тефрогенными граувакками пелитовое вещество состояло из мельчайших обломочков кислого стекла, которое в условиях нормального морского режима легко преобразовывалось в монтмориллонитовый минерал. Дальнейшие стадийные изменения монтмориллонита связаны с общим погружением отложений и его переходом через ректоритовую фазу в гидрослюда. Аналогично преобразование монтмориллонита и в других структурно-минералогических компонентах гранулометрического спектра – в цементе песчаников и в новообразованиях по крупным фрагментам стекла. Это указывает на местные ресурсы калия, связанные с его мобилизацией вследствие разрушения присутствующего биотита и полной раскристаллизации исходного стекла. Кроме того, это подчеркивает однотипность преобразований глинистых минералов во всех частях гранулометрического спектра, обусловленную спецификой состава исходной тефры (см. фиг. 12).

В ассоциации со средними и основными туфами и тефрогенными песчаниками пелитовые породы преобразуются в Fe–Mg монтмориллониты и хлориты. Есть все основания считать, что монтмориллонит и хлориты могут быть связаны такими же постепенными стадийными переходами, как и монтмориллонит – гидрослюда в кислых туфах. В качестве промежуточной фазы фигурирует корренсит, образующийся в результате поглощения монтмориллонитом катионов Fe и Mg, осуществляющегося не послойно, а так же, как в ректорите, – через один слой структуры минерала (Dunoyer de Segonzac, 1970). Наличие промежуточной фазы корренсита или непосредственное формирование хлорита обусловлено, очевидно, концентрацией и темпами поступления в интерстиционные воды соответствующих пород реакционноспособных фемических элементов, в первую очередь Fe и Mg. При прочих равных условиях наиболее совершенные формы стадийного ряда монтмориллонит – хлорит будут возникать в наиболее проницаемых песчаниках и туфах (см. фиг. 12).

Представление о минералогическом разделении глин на существенно гидрослюдистые в ассоциации с кислой тефрой (в древних туфах) и на существенно хлоритовые со средней и основной тефрой подтверждается капитальной сводкой Г.Н. Бровкова и других по палеозойским и более древним вулканогенно-осадочным формациям Саяно-Алтайской складчатой области (Литология..., 1967; Бровков, 1969). Оно подтверждается и материалом других работ, посвященных главным образом мезо-кайнозойскому комплексу вулканогенных граувакк (Coombs, 1954; Bailey et al., 1964; Crook, 1960, 1963; Фролов, 1970; Граувакки, 1972 и др.). Очень интересные данные получены М.Ю. Хотиным (1972), показавшим, что в глубоководных обстановках важное значение в качестве исходного материала для будущих пелитов могут иметь не только витрические, но и гиалокластические компоненты, связанные с разрушением и тонким дроблением внешних зон шаровых или подушечных лав базальтового состава.

Специфика химического состава глин и аргиллитов, ассоциирующих с кислыми, средними и основными туфами, по сравнению с более зернистыми (тефрогенными) образованиями, выступает не так контрастно. Привлекает внимание лишь незначительное уменьшение содержания Al_2O_3 при переходе от кислых к основным породам (18,13 → 17,88 → 14,81%) и соответствующее увеличение суммы фемических окислов (5,44 → 9,95 → 10,87%; см. табл. 16).

Интересной особенностью состава глин, связанных с вулканогенным материалом, является сохранение высокой суммы щелочных окислов (около 5%) по всему спектру глинистых пород разной основности. Если в кислой группе столь значительное содержание щелочей наследуется от соответствующей тефры (см. табл. 16), то в средней и основной группах такой прямой пропорциональности, особенно в содержании окиси калия, не наблюдается. Здесь, очевидно, имеет место другой механизм его накопления, связанный с поглощением калия и других щелочных литофильных элементов из морской воды. Соответствующие данные по поглощению из воды калия разложенным палагальтизированным стеклом основного состава приведены в работах Д.Х. Метьюза (1973), Мелсона (Melson, 1973), Томпсона (Thompson, 1973) и Харта (Hart, 1973).

Минералогия каркасных силикатов очень сходна с составом аутигенных минералов, развивающихся в вулканотерригенном комплексе (Хворова, Ильинская, 1961; Хворова, Елисеева, 1965). Это такая же гамма цеолитов, полевые шпаты, пренит, пумпеллит, эпидот и др. Следует лишь помнить, что интенсивность аутигенного минералообразования в предыдущем комплексе, образованном за счет переотложения свежего вулканогенного материала, значительно выше, чем в собственно туфогенном и тефрогенном парагенезах. Последнее связано с лучшей раздробленностью вулканотерригенного материала, его большей реакционной способностью, а также более высокой проницаемостью возникших таким путем пород.

На характер аутигенного минералообразования влияет не только специфика состава исходной тефры, но и общие физико-географические, или ландшафтные, условия. Отмечено, например, что в континентальных и паралических обстановках в зависимости от климатических зон исходное алюмосиликатное вещество преобразуется по-разному. В гумидной, угленосной формации, избыточной влагой и наличием кислой или нейтральной среды, развиваются монтмориллониты. В начально-аридных, красноцветных формациях с дефицитом влаги и органического вещества и наличием, как правило, щелочно-окислительной среды развиваются цеолиты (Граувакки, 1972).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА

Оба парагенетических комплекса развиты в областях эвгеосинклинальных прогибов. По сравнению с вулканотерригенными комплексами ареал их площадного распространения расширяется за счет внешних прогибов, а иногда и краевых участков платформенных зон. Это легко объясняется большой мобильностью воздушной транспортировки материала исходной тефры.

ФАЦИАЛЬНО-АУТИГЕННАЯ ГРУППА ПАРАГЕНЕЗОВ

Все ранее рассмотренные парагенезы граувакк были связаны со спецификой состава и происхождения обломочного (терригенного или вулканогенного) материала. В отличие от них парагенезы данной группы определяются не характером исходного обломочного вещества, а аутигенными образованиями, возникающими в определенных физико-географических (фациально-ландшафтных) обстановках в результате глубокой химической переработки исходного материала. Под влиянием химизма фациальной среды, в первую очередь, преобразуется наиболее реакционноспособная, тонкодисперсная часть гранулометрического спектра. Крупнодисперсный материал, как более инертный, меняется значительно слабее. Это накладывает определенный отпечаток на характер парагенезов данной группы. Он определяется типом ассоциации глинистых минералов в составе глин и цемента песчаников при пестром составе грубозернистого материала.

Другая особенность парагенезов данной группы заключается в том, что они образуют чаще всего не сплошные толщи, сложенные терригенными и (или) терригенно-хемогенными породами, а составляют в их разрезе определенные, часто циклические части. Последние представлены наиболее ярко выраженными (в геохимическом смысле) и наиболее контрастными фациями общего палео-ландшафта данной толщи, в то время как другие породы, образованные в условиях нейтральных фаций в соответствии с типом слагающего их вещества принадлежат к парагенезам других типов. Среди парагенезов данной группы выделяются гумидный – субкарбонатный комплекс, возникающий из любого грауваккового вещества в подугольных фациях бывших торфяных болот, и его аридный аналог – салсалигенный (солено-лагунный) комплекс, образующийся также из любого обломочного материала в лагунах, находящихся на стадии сульфатно-хлоридного осолонения.

СУБКАРБОГЕННЫЙ (ГУМИДНЫЙ) КОМПЛЕКС

Данный парагенез рассматривается на примере граувакк угленосных формаций. Обломочный материал, слагающий породы угленосных формаций, чрезвычайно разнообразен; практически он охватывает все возможные типы не только граувакк, но и всех терригенных и вулканогенно-обломочных накоплений (см. фиг. 12 – основной и дочерний треугольники). В то же время угленосные формации характеризуются определенными наборами фаций. В вертикальном направлении они быстро сменяют друг друга, создавая в разрезе многократно повторяющийся спектр различных физико-химических обстановок от сильнокислых в торфяных болотах, до слабокислых, нейтральных или слабощелочных, характерных для всех прочих континентальных, прибрежно-морских и собственно морских образований. Таким образом, для глин каждой угленосной формации выявляется характеристика поведения первичного тонкодисперсного обломочного вещества в разных фациальных условиях. Сравнение разных петрографических составов позволяет наиболее полно выяснить специфику пре-

образования исходного разнотипного тонкодисперсного вещества в одинаковых фашиальных обстановках.

Зависимость состава глинистых минералов от фашиальных обстановок определяется здесь методом двойной вариации (Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1964). Следует, однако, подчеркнуть, что решение этой задачи осложняется тем, что на минералогию глин, кроме исходного материала и фашиальных условий, влияют и другие факторы. Это прежде всего скорость накопления угленосной формации, предопределяющая большую или меньшую длительность нахождения осадка в зоне свободного водообмена (диагенеза), а следовательно, возможность его большего или меньшего приспособления к окружающим физико-химическим условиям. Вторая причина – измененность пород процессами глубинного эпигенеза, при которых глинистое вещество испытывает сильную переработку.

В идеальном случае следовало бы рассмотреть различные по петрографическому составу угленосные формации, накапливавшиеся в сходных структурных условиях при одинаковой скорости погружения без сколько-нибудь существенной эпигенетической переработки, т.е. находящиеся на стадии начального эпигенеза. Подобрать такой материал пока затруднительно. Поэтому при разборе глин различных угленосных формаций учитывались конкретные условия влияния относительных скоростей погружения на степень переработки исходного глинистого вещества в эпигенезе. Процессы более глубоких эпигенетических изменений, вплоть до метагенетического преобразования глин, рассмотрены в другом, специальном разделе, посвященном фациям регионального эпигенеза (см. следующую главу). Здесь в качестве объектов исследования рассмотрены: 1) угленосная толща Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба ($J_3 - Cr^{1+2}$), характеризующаяся терригенным материалом граувакко-аркозового состава, переходящим в собственно аркозы; 2) угленосные отложения Печорского бассейна, главным образом в пределах слабо измененных фельзит-альбитофировых граувакк низов печорской среды ($P_2 kz$); 3) угленосные отложения Карагандинского бассейна, сложенные граувакками порфиритового состава с добавлением туфогенно-пеплового материала кислого характера ($C_2 - C_3$).

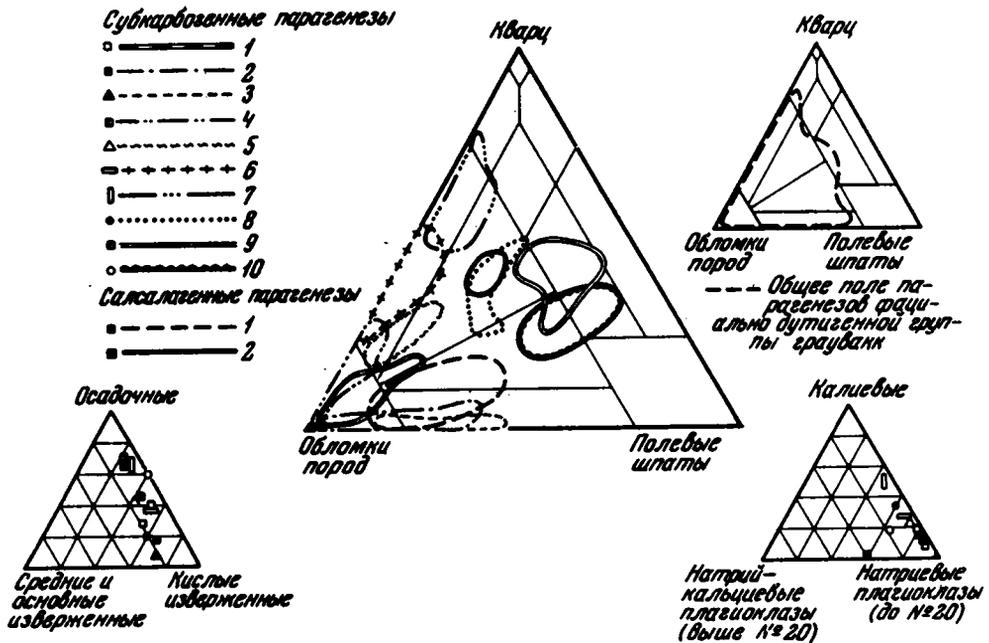
Хотя на классификационном треугольнике (фиг. 13) приведено большее число угленосных формаций, детальный разбор мы ограничились тремя указанными объектами. Они образуют крайние различные типы исходного грауваккового материала: близкого к аркозам, к грауваккам основного (порфиритового) состава и к грауваккам кислого петрогенного и вулканогенного парагенезов.

УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ВИЛЮЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ПРИВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА

Характеристика формации дается по материалам А.Г. Коссовской (1962). Мощность формации меняется от 500 м во впадине до 3500 м в прогибе. Для обоих разрезов характерны циклические пакки с песчаниками в основании и мощными пакетами переслаивания в верхней части, к которым приурочены пласты бурых углей (3–9 м). Пакеты переслаивания полифашиальны, с преобладанием озерных и озеро-болотных фаций в регрессивных частях микроциклов и фаций лагун, приморских озер и прибрежно-морских – в трансгрессивных частях.

Все песчаные породы относятся к граувакковым аркозам и собственно аркозам с большим содержанием биотита. Основную часть тонкодисперсной мути составляют биотитовые гидрослоды, находящиеся на разных стадиях начальной разложенности. Представление о постседиментационном преобразовании первичной тонкодисперсной взвеси в различных фашиальных обстановках угленосного бассейна дает фиг. 14. Дисперсная взвесь триоктаэдрически-гидрослодистого состава является крайне нестойкой системой и в условиях платформы с медленным погружением и длительным периодом диагенеза успевает переработаться в определенных фациях в мономинеральные глины. Следует подчеркнуть, что в подугольных фациях систематически образуется чисто каоли-

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ТЕРРИГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ



Фиг. 13. Субкарбогенные и салсалагенные комплексы (фациально-аутигенная группа граувакк)

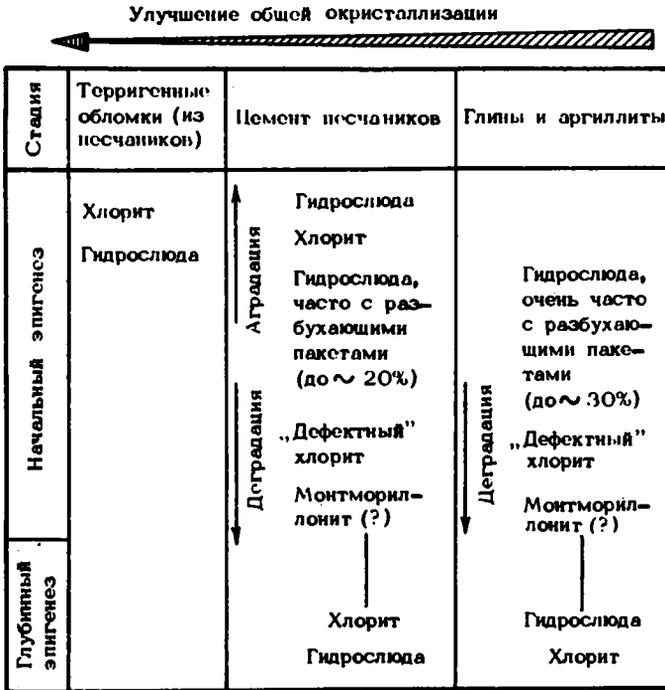
Субкарбогенные комплексы: 1 - C_{2+3} - Караганда, апосапрогенный комплекс по В.Д.Шутову (Граувакки, 1972); 2 - C_{2+3} - Караганда, петрогенный комплекс по В.Д.Шутову (Граувакки, 1972); 3 - C_{1v1+2} - Караганда, параличская подформация по В.Д.Шутову (Граувакки, 1972); 4 - $P_{2kz+tat}$ - Печорский бассейн, печорская серия по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 5 - P_{2uf} - Печорский бассейн, петро-апосапрогенный комплекс по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 6 - C_{iv} - Егоршинско-Каменский бассейн, надугленосная серия (Еремеев, 1972); 7 - C_{1v} - Егоршинско-Каменский бассейн, угленосная серия (Еремеев, 1972); 8 - N_{pl2} - Сахалин, угленосный комплекс по Р.М. Юрковой (Граувакки, 1972); 9 - C_{r1} - Приверхоьянье, сангарская свита (Коссовская, 1962); 10 - J_1 - Иркутский бассейн, угленосная свита, VI ассоциация (Копорулин, 1965).

Салсалагенные комплексы: 1 - P_{2uf+kz} - Оренбургское Приуралье, солончаковый комплекс по А.Г. Коссовской (Граувакки, 1972); 2 - P_1 - Западный Донбасс, солончаковый комплекс (по Шутову; см. Феофилова, 1966)

нитовая глина, содержащая лишь реликты двуслойного хлорита - "свидетеля" более ранних стадий преобразования триоктаэдрической гидрослюда. Поскольку этот минерал подробно описан (Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1964), мы не будем детально останавливаться на минералогической характеристике различных глин, слагающих угленосные формации Вилюйского, Приверхоьянского бассейнов. В Приверхоьянском прогибе, заполняющемся таким же обломочным материалом, преобразование исходной взвеси идет несколько по-другому. Большая мощность формации, а следовательно, и более высокие темпы погружения и кратковременность диагенеза не способствовали формированию мономинеральных глин. Глины остаются многокомпонентными: триоктаэдрическая гидрослюда, вермикулит, подвижный хлорит и связанная с глубоким погружением диоктаэдрическая слюда. Однако во всех подугольных слоях резко повышается содержание в глинах Al_2O_3 , что может служить доказательством первоначального присутствия некоторого количества каолинита, переработанного в эпигенезе в диоктаэдрическую слюду и хлорит.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ
(со слоистой структурой)**

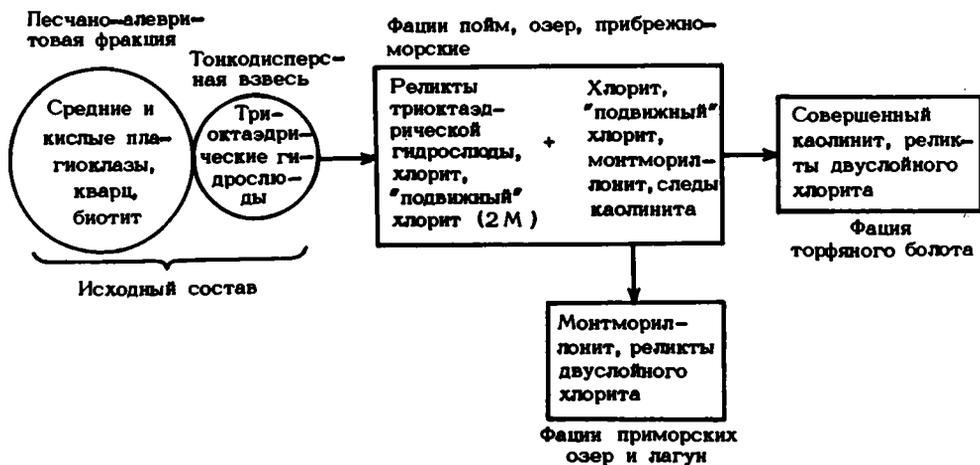
Группа граувакк, связанная с разрушением преимущественно основных пород



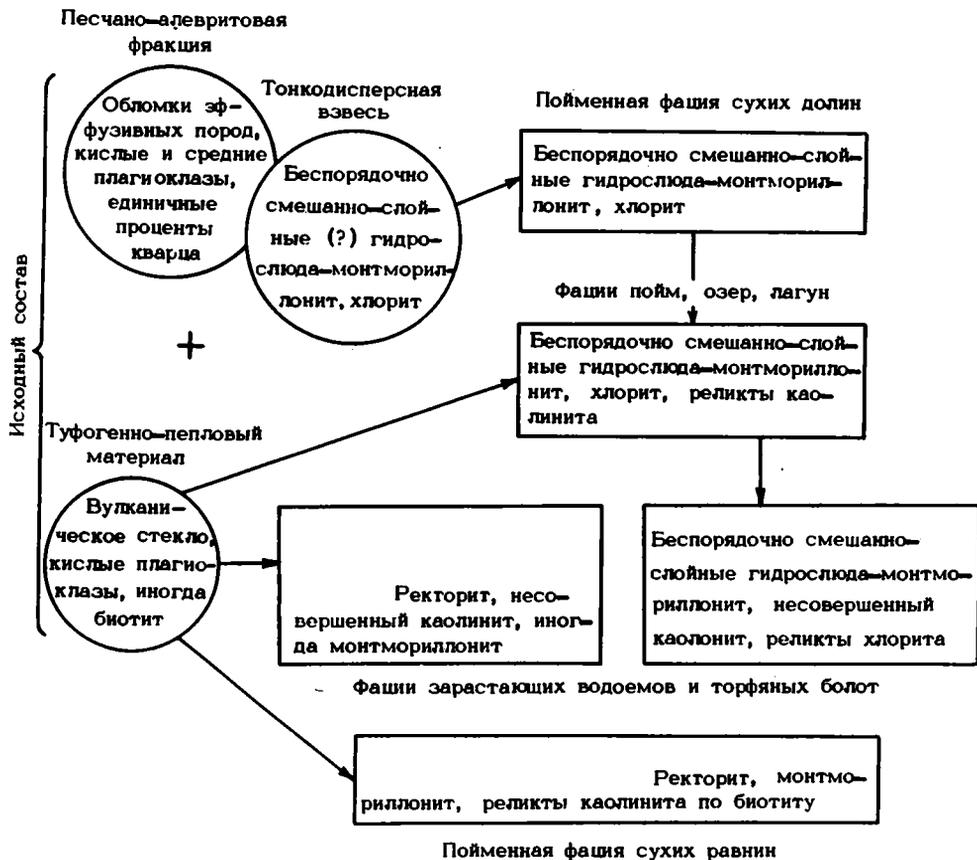
Группа граувакк, связанная с разрушением пород преимущественно среднего и кислого состава



Фиг. 13



Фиг. 14. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фашиальных обстановках Вилойского угленосного бассейна



Фиг. 15. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фашиальных обстановках Карагандинского угленосного бассейна

Породы Карагандинского, так же как и Печорского бассейна, образовались в условиях быстрого осадконакопления и существенно изменены процессами глубинного эпигенеза (угли от марок ГД, ПЖ до К и Т). Проследить влияние различных фаций на минеральный состав глин удалось лишь для наиболее характерных континентальных обстановок в верхней части разреза (до угля марки ПЖ). Геологическая и литолого-фациальная характеристика угленосной фации приведена в главе II книги "Граувакки" (1972). Поэтому здесь отметим лишь, что в качестве исследуемого материала выбраны петрографические горизонты толщи, сложенные граувакками с обломками порфиритовых пород. В дополнение к ним исследовали пласты и прослои кислой пирокластике.

Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фациальных обстановках показана на фиг. 15. Для реконструкции бывшей тонкодисперсной взвеси использовали состав тонкой фракции искусственно дробленных терригенных зерен граувакк в сочетании с аналогичной фракцией, выделенной из дробленных порфиритов и их туфов девона Карагандинского обрамления, рассматривающегося как область материнских пород – источников сноса. Первичная тонкодисперсная взвесь состоит в одном случае из смешанно-слоистых минералов (диоктаэдрическая гидрослюда с разбухающими пакетами) и хлорита – в ассоциации с порфиристыми граувакками и в другом случае – из тонкодисперсного вулканического стекла, кислых плагиоклазов и биотита – в ассоциации с пирокластикой. Взвесь образовывала две различные ассоциации: 1) в подугольных слоях – с несовершенным каолинитом; 2) во всех прочих отложениях, относимых к нейтральным фациям, – с отсутствием каолинита или с его реликтами (см. фиг. 15).

УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕЧОРСКОГО БАССЕЙНА

Изучен один из самых мощных (> 5000 м) разрезов региона (Верхняя Сьрьяга), сложенный наиболее измененными породами с марками углей от ПЖ до Т и ТС (Коссовская и др., 1964). Песчаники в верхней части формации образованы в основном разными типами обломков эффузивных (альбитофировых) и фтанитовых пород. Более тонкодисперсное вещество в составе взвеси представлено гетерогенной массой продуктов разрушения эффузивных пород, среди которых преобладают монтмориллонит (?), хлорит, гидрослюда, обломки вулканического базиса. В результате быстрого темпа осадконакопления и последующей глубокой измененности пород в эпигенезе (особенно в низах разреза) фациальные обстановки очень слабо отражены в минеральном составе глин. На первый план выступают направленные изменения состава глин снизу вверх по разрезу, связанные с общим увеличением эпигенетической измененности пород (фиг. 16). Однако в верхах разреза отчетливо различаются две ассоциации глинистых минералов с несовершенным каолинитом и без него, приуроченные к контрастным – подугольным и нейтральным – озерно-пойменным фациям (см. фиг. 16).

Рассмотренные выше материалы показывают, что основной фон глинистого вещества в породах угленосных формаций обусловлен, в первую очередь, общим характером обломочного материала, в частности составом тонкодисперсной взвеси, парагенетически связанной с обломочным костяком осадков.

Как известно, степень последующего преобразования первичной обломочной муты зависит от трех главнейших причин (Коссовская, 1962), являющихся вместе с тем основными факторами формирования субкарбогенного комплекса.

Первый фактор – это устойчивость, или степень приспособленности данного глинистого материала к определенным физико-химическим условиям осадконакопления, в первую очередь к контрастной фации торфяных болот. К наиболее нестойким минералам относятся триоктаэдрические гидрослюды, испытывающие глубокие превращения даже в нейтральных фациях. Триоктаэдри-



Фиг. 16. Схема постседиментационного преобразования первичной тонкодисперсной взвеси в различных фашиальных обстановках Печорского угленосного бассейна

ческие гидрослюды через ряд переходных смешанно-слойных фаз хлорит-вермикулитоподобно-монтмориллонитового состава способны превращаться в близкие к мономинеральным образования: монтмориллонит - в лагунно-озерных обстановках и каолинит - в кислой среде торфяных болот. Нестойкость триоктаэдрических слюд обуславливает их крайнюю редкость в составе тонкодисперсного материала осадочных пород, несмотря на то, что среди материнских кристаллических пород биотитовые слюды широко распространены. В чистом виде триоктаэдрические гидрослюды среди глин не были встречены; если они и присутствуют, то только в виде одного из компонентов смешанно-слойных фаз с хлоритом и вермикулитом.

Мусковитовые диоктаэдрические гидрослоды, в противоположность биотитам, являются одним из наиболее устойчивых минералов тонкодисперсных пород. Они хорошо сохраняются в морских, прибрежно-морских, а иногда и в континентальных обстановках. Неблагоприятны для их сохранения только условия интенсивного гумидного разложения в кислой среде торфяных болот. Как показали исследования П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой (1971), степень разрушения диоктаэдрической гидрослоды обусловлена, при прочих равных данных, особенностью ботанического состава растений-торфообразователей, с разной интенсивностью извлекающих калий из межслоевого промежутка гидрослоды.

Обломочный каолинит может рассматриваться как довольно устойчивый минерал, причем по поведению в различных фашиальных обстановках он антагонистичен диоктаэдрическим гидрослодам. В морских условиях каолинит существенно перерабатывается, что выражается в резком ухудшении его структуры, вплоть до ее приближения к метагаллуазиту (Викулова, Звягин, 1965; Казанский, Соколова, 1961; Шутов и др., 1966). В условиях торфяных болот обломочный каолинит, естественно, не только сохраняется, но и совершенствует свою структуру. Кроме того, в этих условиях почти постоянно в большом количестве формируется аутигенный каолинит. Каолинит, образующийся по различным исходным минеральным компонентам, отличается степенью совершенства структуры. Каолинит угленосной формации Виллойской впадины, формирующийся по биотиту (как и в подугольных слоях с пирокластикой, содержащей биотит, - в Карагандинской формации), отличается высокой степенью совершенства триклинной структуры, наследующей уже готовый кристаллохимический мотив. Подугольный каолинит граувакковых толщ (Карагандинский и Печорский бассейны), образовавшийся, очевидно, синтетическим путем, отличается полной неупорядоченностью структуры и близок к галлуазиту.

Установить поведение хлорита и монтмориллонита в процессе разнофашиальной переработки исходной тонкодисперсной взвеси, содержащей указанные минералы, трудно из-за различной устойчивости хлорита и монтмориллонита разного состава и генезиса. Чаще всего магнезиально-железистый хлорит в условиях континентального ландшафта испытывает постепенную деградацию - вермикулитизацию, существенно усиливающуюся в кислой среде торфяных болот. Это следует как из материалов по субкарбогенному изменению петрогенных граувакк Караганды (Граувакки, 1972, фиг. 20), так и из данных П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой (1971), проследивших изменение обломочного хлорита в кислой среде современных торфяников Рионской низменности.

Отмечается дифференциальная устойчивость монтмориллонита (Тимофеев, Боголюбова, 1971). По данным упомянутых исследователей, большинство монтмориллонитов субкарбогенного комплекса неустойчиво. Причем наблюдаются по меньшей мере два типа минерала. У одного типа монтмориллонита увеличивается межплоскостное расстояние от 17,7 до 19,0 Å (в насыщенном состоянии), после чего он полностью растворяется. При расширении межплоскостного расстояния интенсивность и острота его базальных рефлексов почти не меняются. Другой тип монтмориллонита обладает с самого начала диффузными рефлексами, которые при изменении минерала становятся все более расплывчатыми, хотя их межплоскостное расстояние сохраняется. Авторы приходят к выводу, что в обоих случаях происходит полный распад структуры монтмориллонита и синтетическое формирование за счет свободных окислов Al и Si каолинита. Экспериментальные данные по разрушению монтмориллонита в кислой среде, близкой к природным условиям торфяных болот, хорошо подтверждают аутигенное образование основной части субкарбогенного каолинита (Боголюбова и др., 1971).

Второй фактор формирования субкарбогенного комплекса - физико-химическая характеристика среды бывшего озерно-болотного осадка. В современных континентально-гумидных водоемах можно выделить ряд стадий, отражающих последовательное зарастание водоема и его постепенное превращение в торфяное болото. П.П. Тимофеев и Л.И. Боголюбова показали, что в осадках фа-

Таблица 17

Средние скорости осадконакопления некоторых угленосных формаций

Угленосная формация, район	Мощность, м	Возраст, интервал	Скорость накопления, см/тыс. лет
Подмосковье	До 200	$C_1 \text{ viz}$	0,9-1,0
Вилдойская впадина	500-600	$I_1 - C_1^{1+2}$	3,0
Приверхоянье	3500		15,0
Караганда	4000	$C_1 \text{ viz} - C_{1+2}$	10,0
Печорский бассейн	5000	$P_1 \text{ kz} - P_2 \text{ kz}$	17,0

циального ряда озеро → торфяное болото постепенно изменяется соотношение органического и минерального вещества (от 2:98 до 40:60) и снижается величина pH осадка (от 7,0 до 4,0). Указанные константы хорошо коррелируются со степенью преобразования исходного глинистого вещества (Тимофеев, Боголобова, 1971). Эти авторы установили, что независимо от характера подвижности или проточности озерно-болотного водоема основной механизм преобразования в нем глинистого минерала напоминает закрытую систему кислотной обработки вещества. Поэтому во всех ископаемых породах субкарбогенного комплекса, при прочих равных условиях, имеет место прямая пропорциональность между содержанием в породе гумифицированной органики и степенью соответствующего преобразования исходного глинистого вещества (см. фиг. 13).

Третьим фактором формирования субкарбогенного комплекса является скорость осадконакопления, или длительность диагенеза, в течение которого обводненный осадок может приобрести большую или меньшую минеральную гомогенность, придя в равновесие с окружающей физико-химической средой.

В табл. 17 приведены средние скорости накопления осадков в некоторых угленосных формациях. При скорости осадконакопления 1-3 см/тыс. лет состав глин формации находится в определенном соответствии с фаціальными обстановками. Субкарбогенный комплекс как в глинах и (или) аргиллитах, так и в цементе песчаников представлен мономинеральным каолинитом. При скорости терригенного осадконакопления 10 см/тыс. лет и более мономинеральные глины не образуются. В составе субкарбогенного комплекса граувакк предгорных и межгорных прогибов (Печорский, Карагандинский и другие бассейны) появляется лишь большее или меньшее количество каолинита, редко достигающее 30%.

В заключение еще раз отметим, что особенности распространения глинистых минералов в различных структурно-минералогических частях его гранулометрического спектра образуют характерное неравенство, когда ассоциация глинистых минералов из терригенных обломков или обломочных фрагментов песчаников (или туфов) резко отличается от ассоциации глинистых минералов в цементе и в основной массе глин. Как правило, минералы цемента (прежде всего каолинит) образованы более совершенно, чем в глинах (см. фиг. 13).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА

Субкарбогенный комплекс встречается среди любых граувакковых толщ континентального и (или) паралического типа, сформированных в условиях гумидного климата.

Данный парагенез рассмотрен на примере пермских граувакк Оренбургского Приуралья, детально изученных А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой (Коссовская и др., 1971; Граувакки, 1972). В качестве дополнительного материала использованы данные автора по изучению образцов А.П. Феофиловой (1966), отобранных из аналогичного комплекса Западного Донбасса, а также литературные данные по минералогии глинистых пород эвапоритовых формаций разного возраста и разных регионов (Füchtbauer, Goldschmidt, 1959; Пастухова, 1965_{1,2}; Lucas, 1962; Lippmann, Savascin, 1969 и др.).

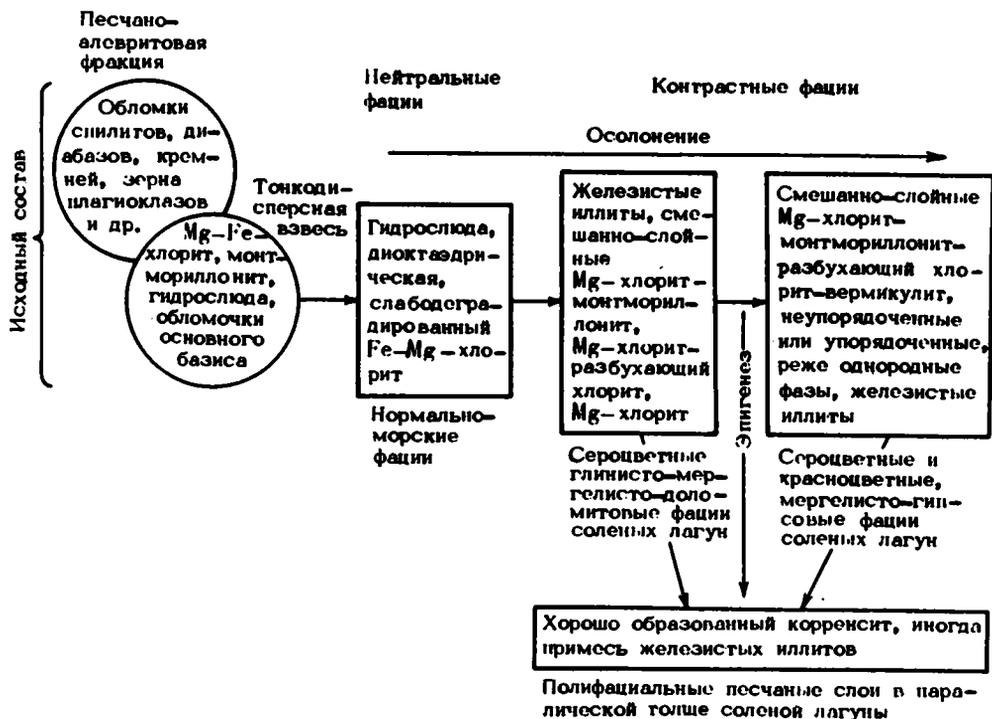
Как и в предыдущем (субкарбогенном) парагенезе, исходное обломочное вещество солено-лагунного комплекса обладает различным составом: от петрогенного (Граувакки, 1972) до апосапрогенного (Милло, 1968; Феофилова, 1966) и даже вулканогенного (Пастухова, 1965₁) материала. Однако собрать достаточно полные данные по составу крупнообломочной части гранулометрического спектра трудно. На треугольной диаграмме (см. фиг. 13) показан лишь состав петрогенных песчаников Приуралья и апосапрогенных образований Западного Донбасса. Неполнота сведений по песчаникам не препятствует детальной характеристике солено-лагунного парагенеза, так как его грубообломочный материал, как правило, инертен и по аналогии с предыдущим, субкарбогенным комплексом не является для него определяющим.

Значительно большую роль играет исходное тонкодисперсное вещество. Однако и оно, как мы убедимся ниже, вносит лишь некоторую специфику в характер метастабильных фаз, появляющихся в ходе сульфатно-галитного осолонения морских водоемов. Решающим фактором является химическая среда бассейна, меняющаяся в процессе общего осолонения. Чтобы доказать этот постулат, детально разберем характер фашиально-диагенетического преобразования тонкодисперсной взвеси резко различного исходного состава в ходе одинакового (сульфатно-хлоридного) осолонения отшнуровавшихся от морских бассейнов лагунных комплексов. В данном случае, как и при исследовании субкарбогенного комплекса, задача выяснения зависимости состава глинистых минералов от физико-химических особенностей водоемов решается методом двойной вариации.

В качестве объектов исследования рассмотрены: 1) солено-лагунный комплекс Оренбургского Приуралья (P_2), характеризующийся диабазо-спилитовым типом обломочно-грауваккового вещества; 2) солено-лагунный комплекс Западного Донбасса (P_1) с устойчивым (апосапрогенным) типом обломочного материала. Оба комплекса имеют в пределах изученных разрезов небольшую мощность (500–1500 м), что благоприятствовало сохранению пород от глыбино-эпигенетических изменений.

СОЛЕНО-ЛАГУННЫЙ КОМПЛЕКС ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Разрез комплекса отчетливо разбивается на три макроцикла. Нижний макроцикл охватывает осадки уфимского яруса. Его разрез, в свою очередь, делится на более мелкие элементарные циклы, образованные периодическим повторением слоев песчаника, алевролита, доломита и мергелей с гипсом. Средний макроцикл включает в основном карбонатные породы нижнеказанского подъяруса. Верхний макроцикл, охватывающий породы верхнеказанского подъяруса, близок по строению к нижнему макроциклу, от которого отличается более широким развитием доломитов и мергелей, особенно характерных для нижней части разреза. Песчаные осадки в пределах всех трех макроциклов сложены обломками основных эффузивов, диабазов, кремней, различными зернами феррических минералов, плагиоклазов и др., что позволяет предполагать присутствие в составе былой тонкодисперсной взвеси магнезиально-железистых хлоритов, монтмориллонитов, диоктаэдрической гидрослюда и мельчайших обломков основного базиса (фиг. 17).



Фиг. 17. Схема постседиментационного преобразования исходной тонкодисперсной взвеси по различным фациям осолоняющейся лагуны. Пермские отложения Оренбургского Приуралья (по материалам А.Г. Коссовской)

Близкая по составу ассоциация глинистых минералов наблюдается в морских осадках нижнеказанского подъяруса (средний макроцикл), где основными компонентами глинистых пород и цемента песчаников являются гидрослюда и Fe-Mg хлорит (табл. 18 и 19). Количество хлорита увеличивается в более тонкодисперсных породах, о чем свидетельствуют соответствующие изменения интенсивностей базальных рефлексов хлорита и увеличение в химических анализах содержания MgO при одинаковом количестве K₂O. Однако в общих случаях хлорит относится, очевидно, к числу обломочных компонентов, унаследовавших свой химизм, и в частности близкое соотношение окислов железа и магния, от исходного состава обломочной взвеси. Для гидрослюдистого минерала характерно присутствие вермикулитоподобных слоев. Они фиксируются по величине первого базального рефлекса, равного 10,5–10,6 Å в природном состоянии и уменьшающегося при насыщении глицерином до 9,9–10,1 Å. При кипячении в HCl указанные рефлексы расплываются до 10,8 Å, а при насыщении K₂CO₃ сжимаются до 10,28 Å.

В процессе общего осолонения морского бассейна и формирования солончаговых осадков нижнего и верхнего макроцикла в условиях контрастных фаций быстро изменяется состав глинистых минералов. Появляется широкая гамма магниевых смешанно-слойных минералов, в которых хлоритовые пакеты чередуются с монтмориллонитовыми, вермикулитовыми слоями или пакетами разбухающего хлорита. Эти минералы формируют либо упорядоченные структуры (собственно корренситы), либо неупорядоченные смешанно-слойные образования, где на долю разбухающих пакетов приходится чаще всего не более 20%. Появление магниевых смешанно-слойных минералов сопровождается изменением гидрослюдистых минералов. Обычные алюминиевые гидрослюды сменяются железистыми гидрослюдами (Fe-иллитами) полтипа 1M-1Md с высоким содержанием окисного железа (Коссовская, Дриш, 1971). Маг-

незильные смешанно-слоистые хлориты вместе с железистыми иллитами образуют устойчивую ассоциацию широкого диапазона формирования: от доломитовой до сульфатной и далее галитовой стадии общего осолонения. Однако в пределах этого единого парагенеза можно выделить три стадийно-фациальные разновидности.

Первая - это существенно слоистая ассоциация (железистые иллиты) с небольшой примесью неупорядоченных смешанно-слоистых минералов корренситовой группы (фиг. 18, 19; см. табл. 19). Как показывают данные химических анализов, железистые иллиты характеризуются высоким содержанием окислов железа (6,40 - 10,53%) и окислов калия (3,35 - 5,82%). На рентгенограммах они обнаруживают серию базальных отражений от $d_{001} = 10-10,3 \text{ \AA}$, почти не изменяющихся при насыщении глицерином и при прокаливании. Присутствие неупорядоченных смешанно-слоистых хлорит-монтмориллонитовых минералов коррелируется с увеличением количества магния (3,63 - 6,59%) и появлением на дифрактограммах базального рефлекса с $d = 13,9 \text{ \AA}$, увеличивающегося при насыщении глицерином до $14,7 \text{ \AA}$ и уменьшающегося при прокаливании до $12,8 \text{ \AA}$. Эта ассоциация особенно характерна для начального этапа общего осолонения бассейна, представленного фациями зеленоцветных или сероцветных, главным образом доломитовых глин и мергелей, содержащих частые отдельные прослои гипсов (см. фиг. 17).

Вторая стадийно-фациальная разновидность общего парагенеза характеризуется преобладанием не гидрослоистых, а магниезильных минералов корренситовой группы. Наряду с корренситом и неупорядоченными смешанно-слоистыми образованиями хлорит-монтмориллонитового состава (фиг. 20, табл. 20; см. табл. 19) присутствует и мономинеральная фаза триоктаэдрического монтмориллонита (фиг. 21). Для всех пород характерно повышение содержания окислов магния (9,80 - 14,07%) и соответствующее понижение окисного железа (5,23 - 4,98%) и окиси калия (3,13 - 1,73%). На дифрактограммах фиксируется отчетливое преобладание фазы корренситовой группы: серия базальных рефлексов в образцах, насыщенных глицерином, имеет $d = 32,0, 15, 7, 8,0 \text{ \AA}$, а в прокаленных образцах - $22,3, 11,8$ и $7,8 \text{ \AA}$. В неупорядоченных смешанно-слоистых образованиях с преобладанием хлоритовых пакетов субпериод с $d = 32,0 \text{ \AA}$ отсутствует, а для первого базального рефлекса равно $d = 14,3-14,7 \text{ \AA}$ в насыщенном и $13,8-13,4 \text{ \AA}$ - в прокаленном состоянии. Базальные рефлексы триоктаэдрического монтмориллонита исчезают после обработки образца в HCl; минерал практически разрушается, что свидетельствует о триоктаэдрическом характере монтмориллонита. Подчиненная фаза гидрослоды характеризуется относительно стабильными рефлексами с $d = 10,0-10,1 \text{ \AA}$, уменьшающимися иногда при насыщении до $d = 9,8 \text{ \AA}$.

Упорядоченность смешанно-слоистых минералов корренситовой группы зависит от общей гранулометрии пород, возрастая от аргиллитов к базальному цементу алевролитов и далее к глинистому веществу песчаных пород.

Вторая ассоциация типична для более поздних этапов общего осолонения бассейна. Она встречается как в сероцветных, так и в красноватых, уже обедненных органической жизнью глинисто-сульфатных осадках, широко развитых среди слоев нижнего и верхнего макроциклов общего разреза паралической солоно-лагунной формации перми Приуралья (см. фиг. 17).

Третья стадийно-фациальная разновидность общего парагенеза представлена глинистым веществом, сформированным в позднедиагенетическую и (или) раннеэпигенетическую стадию в поровой среде крупнозернистых полифациальных песчаников паралической формации. Оно состоит из почти мономинеральной фазы корренситового минерала, сочетающегося с поровыми гнездами и микросекретами вторичного гипса (фиг. 22; см. табл. 19). В химическом анализе почти чистого корренсита отмечается максимально высокое содержание окиси магния (до 17,88%) и низкое - окиси калия (до 1,78). В качестве акцессорной примеси корренситового цемента фиксируется гидрослода и иногда собственно хлоритовая фаза с базальным рефлексом $d = 14,0 \text{ \AA}$, не

Таблица 18

Результаты рентгеноструктурного изучения фракции <0,001 мм цемента песчаников и

Цемент песчаника зоны морского подвижного мелководья, обр. 46							
ориентированный, насыщенный глицерином		ориентированный, прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		прокипяченный в HCl		ориентированный насыщенный глицерином	
l	d	l	d	l	d	l	d
1	14,4	Сл	13,7	-	-	9	
4	10,0	9	9,9	3	10,8	9	
10	7,2	-	-	10	7,1*	10	
1	6,4	-	-	-	-	-	
1	4,9	3	4,9	-	-	2	
-	-	-	-	-	-	5	
1	4,48	3	4,48	1	4,52	-	
3	4,22	3	4,22	4	4,26	4	
1	3,80	2	3,78	1	3,81	1	
5	3,57	1	3,51	9	3,59	6	
9	3,34	10	3,34	10	3,36	10	
3	3,19	3	3,19	5	3,22	3	
1	2,96	2	2,96	2	2,99	1	
-	-	-	-	-	-	1	
1	2,67	-	-	-	-	2	
3	2,56	2	2,57	2	2,59	2	
1	2,468	1	2,457	1	2,474	2	
2	2,378	1	2,383	2	2,393	1	
-	-	-	-	-	-	1	
2	2,120	2	2,120	2	2,136	1	
3	1,987	2	1,987	2	1,997	2	
1	1,886	1	1,886	1	1,898	1	
2	1,816	2	1,810	3	1,827	3	
3	1,661	2	1,616	4	1,675	2	
2	1,537	2	1,541	3	1,547	3	
3	1,497	2	1,499	-	-	2	
				2	1,499	3	

Присутствует каолинит, имеющий, по данным А.Г.Коссовской (1972), вулканогенное происхождение.

меняющимся ни после насыщения образца глицерином, ни после гео прокаливания.

Таким образом, в процессе общего осолонения морского бассейна и последующего эпигенетического упаривания грунтовых вод первичная тонкодисперсная взвесь испытывала сильную трансформацию. Ее пестрый исходный состав, включающий продукты диспергации основных, диабазо-спилитовых граувакк, при длительном контакте с высокоминерализованными сульфатно-хлоридными водами испытывал постепенную гомогенизацию, направленную в сторону формирования высокомагнезиальных фаз хлоритовых минералов и железистых иллитов.

СОЛЕНО-ЛАГУННЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОГО ДОНБАССА

Разрез комплекса охватывает три свиты нижнепермского возраста: 1) верхнюю трансгрессивную часть картамышской свиты медистых песчаников, сложенную красно- и сероцветными глинами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с единичными пластами доломитов и доломитизированных известняков, представляющих в совокупности эвливно-лагунные и реже собственно морские фации в самые начальные этапы общей аридизации климата Западного Донбасса;

Глина мергелистая, обр. 37а

ванный, ный глище-	прокаленный при $t = 550^{\circ}\text{C}$		прокипяченный в HCl			Обработанный K_2CO_3	
	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
14,6	10	14,2	-	-	6	14,4	
10,1	10	10,2	3	10,5	9	10,2	
7,2	-	-	3	7,3	8	7,1*	
-	-	-	-	-	-	-	
5,1	5	5,1	2	4,97	2	5,0	
4,76	-	-	-	-	2	4,72	
-	1	4,58	2	4,52	2	4,49	
4,29	4	4,29	4	4,29	1	4,24	
3,78	1	3,82	2	3,80	1	3,76	
3,57	1	3,55	2	3,53	5	3,56	
3,35	10	3,38	10	3,35	10	3,34	
3,21	2	3,24	4	3,22	2	3,19	
3,01	1	3,04	2	3,01	2	3,01	
2,87	1	2,82	1	2,89	2	2,84	
2,73	1	2,73	2	2,71	1	2,69	
2,59	1	2,61	4	2,58	1	2,55	
2,474	2	2,480	2	2,463	2	2,45	
2,383	-	-	-	-	-	-	
2,294	1	2,308	2	2,285	1	2,382	
2,234	2	2,248	2	2,132	2	2,120	
1,997	3	2,00	4	1,983	3	1,997	
1,889	-	-	1	1,898	1	1,886	
1,818	3	1,830	5	1,818	3	1,815	
1,675	4	1,675	4	1,673	3	1,659	
1,547	3	1,554	5	1,543	2	1,535	
1,504	-	-	5	1,501	-	-	
1,377	3	1,387	5	1,377	-	-	

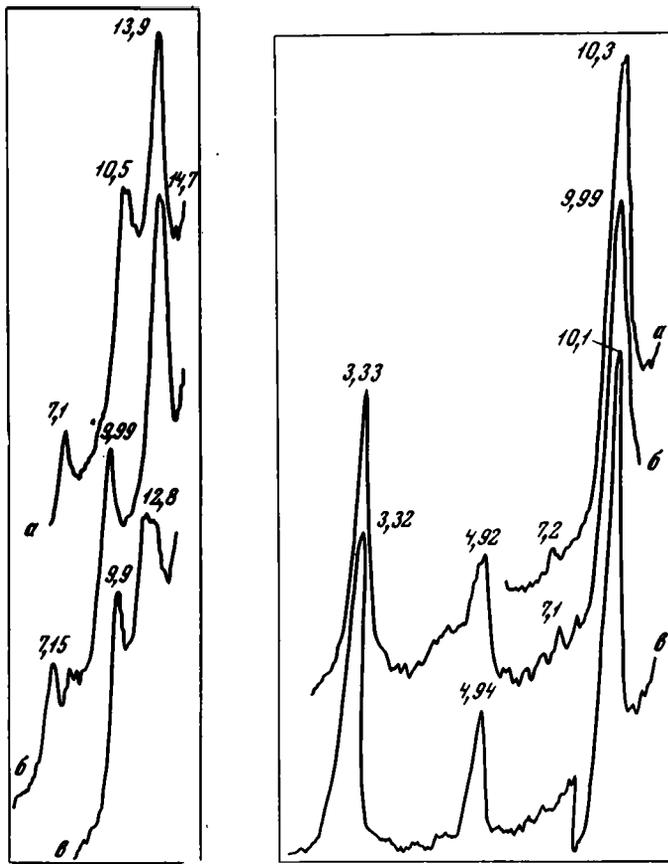
ише, связанное с локальной кислой средой, возникающей при разложении органических остатков.

2) никитовскую свиту, сложенную красно- и сероцветными глинами с доломитами и мощными пластами ангидрита, содержащего иногда прослой каменной соли; породы свиты формировались в обстановках отшнурованных заливов и в лагунах, находящихся на стадии галит-сульфатного осолонения; 3) самую верхнюю - краматорскую свиту, содержащую в ассоциации с глинами уже значительные по мощности пласты каменной соли, а в самых верхах свиты - калийные соли (Левейнштейн, 1961); период формирования свиты по всем признакам отвечает условиям максимальной аридизации климата Западного Донбасса.

Песчано-граувакковые породы, встреченные в свите медистых песчаников, состоят из кварца, кислых плагиоклазов, различных обломков кислых эффузивов, кремней, а также многочисленных пластинок мусковита и гидратированного биотита, сцементированных железисто-каолинит-гидрослюдистым цементом. Такой апосапрогенный характер ассоциации позволяет предположить наличие в области сноса мощного красноцветного элювия, образованного в результате разрушения коры выветривания каолинитового профиля. Следует подчеркнуть, что характер пород в области источников сноса был крайне устойчив на протяжении длительного отрезка геологического времени, так как морские слои угленосной свиты верхнего карбона обнаруживают ту же ассоциацию глинистых минералов, что и морские осадки картамышской свиты нижней перми. Вероятно, положение

Таблица 19. Химический состав глинистого вещества солоно-лагунного комплекса Оренбургского Пригуалья (Коссовская, 1972)

Компоненты	Нейтральные фации, глинистое вещество в породах нормально-морских фаций		Контрастные фации, глинистое вещество в породах осоложняющей лагуны				
	цемент песчаника (фракция < 0,001 мм), обр. 46	глина мергелистая (фракция < 0,001 мм), обр. 37а	начальный этап осолонения, мергелисто-доломитовые фации (1 стадийно-фациальная разновидность)		последующий этап осолонения, мергелисто-доломит-сульфатные фации (2 стадийно-фациальная разновидность)		позднедиагенетический и (или) раннеэпигенетический этап упаривания грунтовых вод (3 стадийно-фациальная разновидность)
			доломитовый мергель (фракция < 0,001 мм), обр. 724/66	глинисто-доломитовый мергель (фракция < 0,001 мм), обр. 3	глина загипсованная (фракция < 0,001 мм), обр. 102	цемент песчаников (фракция < 0,001 мм), обр. 16	
SiO ₂	54,86	48,62	53,14	47,22	46,98	43,20	37,76
TiO ₂	2,58	1,03	0,73	1,23	1,02	1,00	0,99
Al ₂ O ₃	18,11	18,85	19,29	14,76	15,65	14,07	11,41
Fe ₂ O ₃	2,12	3,63	6,40	10,53	4,98	5,23	6,00
FeO	0,83	2,98	0,79	1,98	2,64	3,21	4,45
CaO	0,84	0,73	0,20	0,48	0,66	0,84	3,65
MgO	1,92	5,24	3,63	6,59	9,80	14,07	17,88
MnO	Нет	0,05	0,01	0,03	-	Нет	0,06
Na ₂ O	0,89	0,57	0,26	0,47	0,80	0,54	0,73
K ₂ O	3,07	3,55	5,82	3,35	3,13	1,73	1,78
H ₂ O ⁻	4,42	3,33	3,09	6,57	6,61	4,82	3,25
H ₂ O ⁺	8,16	8,69	5,18	7,07	5,99	9,90	7,28
CO ₂	0,12	0,30	Нет	Нет	0,04	0,03	5,00
C	2,03	2,03	0,70	1,10	1,36	0,84	-
P ₂ O ₅	0,02	0,15	Нет	0,11	-	0,02	0,14
Сумма	99,97	99,75	99,24	100,49	99,66	99,50	100,38
Кварц	7,70	8,52	2,67	3,56	4,44	2,36	2,03



Фиг. 18. Типичные дифрактограммы глинистого вещества, выделенного из мергелистого аргиллита нижнего лагунного (уфимского) комплекса. Обр. 3. Преобладающие минералы - гидрослюда и смешано-слоистый хлорит-монтмориллонит

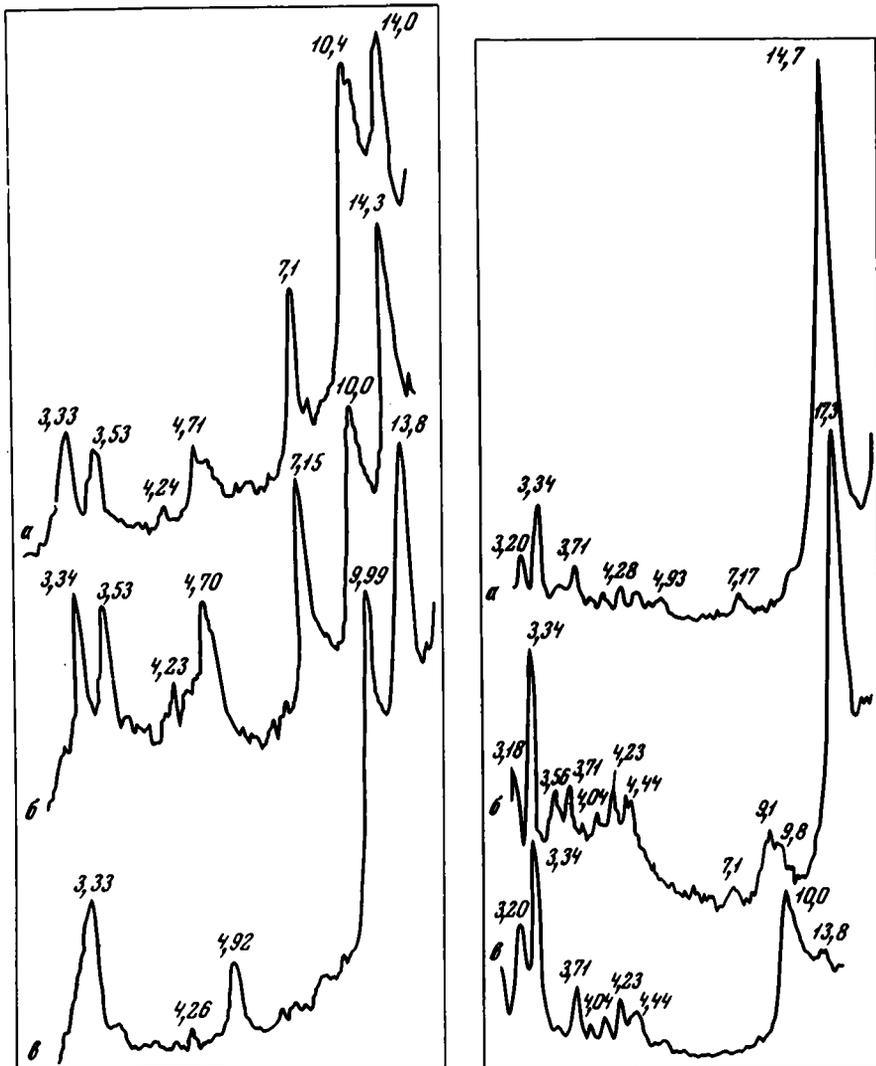
а - природный образец; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при 550°C

Фиг. 19. Характерные дифрактограммы железистых иллитов из доломитовых мергелей верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 724/66

Условные обозначения те же, что на фиг. 18

и характер пород в области источников сноса наследовались и другими, в тектоническом отношении более спокойными эпохами формирования терригенно-хемогенных свит нижней перми. Это позволяет реконструировать состав исходной глинистой взвеси, поступавшей в седиментационный бассейн на протяжении всего нижнепермского времени. По-видимому, в состав тонкодисперсной взвеси входили диоктаэдрические гидрослюды преимущественно политипа $2M_1$, каолинит, деградированный Mg-Fe хлорит и дисперсные гидроокислы железа. Такой характер глинистого вещества наблюдается и среди красноцветных глин нормально-морских и (или) заливно-лагунных фаций самого начального этапа общей аридизации климата в Донбассе (фиг. 23).

Как показывают данные рентгеновского и химического анализов, главным компонентом ассоциации является диоктаэдрическая гидрослюда. Детальное изучение политипии слюды с $d = 10,0 \text{ \AA}$ проводили на основании анализа дифрактограмм как от неориентированных, так и ориентированных препаратов, но снятых на просвет по методическим приемам, разработанным Г.А. Крinari



Фиг. 20. Характерные дифрактограммы глинистого вещества, выделенного из глинистых пород верхнего лагунного (верхнеказанского) комплекса. Обр. 72, 102

Условные обозначения те же, что на фиг. 18

Фиг. 21. Дифрактограммы триоктаэдрического монтмориллонита, выделенного из доломитового мергеля сокского комплекса. Обр. 998/60

Условные обозначения те же, что на фиг. 18

(1973). Серия рефлексов с $d = 4,5 - 2,7 \text{ \AA}$ свидетельствует (фиг. 24) о принадлежности гидрослюда к политипу $2M_1$. Высокое содержание окиси калия (4,50-4,56% в образце слюды в смеси с другими минералами) подтверждает слабую деградацию этого высокотемпературного политипа слюды, имеющего, несомненно, унаследованно-обломочную природу.

Каолинит устанавливается по присутствию рефлекса с $d = 7,14 \text{ \AA}$, исчезающего после прокаливания, но сохраняющегося после кипячения образца в 10%-ном растворе HCl (фиг. 25). Присутствие каолинита хорошо подтверждается и данными химических анализов, в частности высоким содержанием Al_2O_3 (24,20-26,82%; табл. 21).

Таблица 20

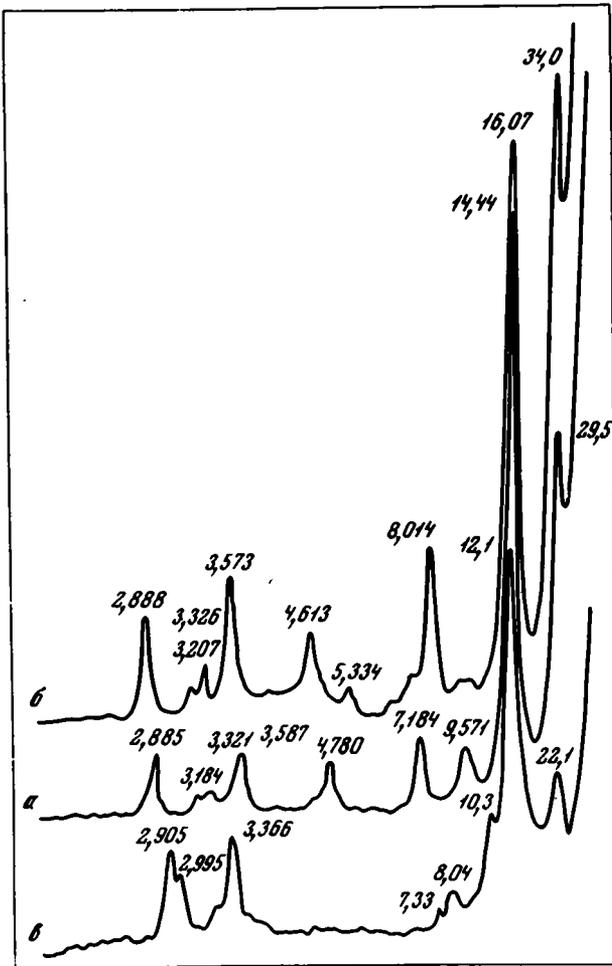
Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на рентгенограммах глинистого вещества пород нижнего лагунного комплекса (фракция <0,001 мм)

Порядок базальных отражений коррентита	Цемент песчаника, обр. 16					
	насыщенный гли- цирином		прокаленный при 550°С		природный	
	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
001	10	32,0	2	22,3	2	28,4
002	10	15,7	-	-	8	14,07
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	10	11,8	-	-
2	10,0	3	9,8	3	10	
004	5	8,0	2	7,9	-	-
2	7,1	-	-	7	7,1	
005	1	6,5	-	-	-	-
006	3	5,3	2	4,9	1	5,2
007	4	4,6	-	-	2	4,9
-	-	-	-	-	4	4,7
2	4,28	2	4,29	2	4,25	
1	3,98	-	-	-	-	-
-	-	1	3,80	2	3,77	
5	3,57	1	3,52	6	3,53	
3	3,34	5	3,35	10	3,34	
2	3,18	2	3,19	4	3,19	
1	3,05	4	2,95	2	2,98	
4	2,90	-	-	-	-	-
2	2,68	1	2,69	2	2,71	
1	2,55	-	-	2	2,58	
-	-	1	2,436	3	2,457	
1	2,414	-	-	2	2,383	
1	2,285	1	2,248	2	2,285	
2	2,120	-	-	4	2,128	
2	1,990	1	1,973	2	1,978	
1	1,874	-	-	2	1,895	
1	1,810	1	1,813	4	1,818	
1	1,696	1	1,687	3	1,699	
1	1,661	-	-	4	1,670	
2	1,535	2	1,535	4	1,541	
1	1,495	2	1,500	2	1,504	

Хлорит относится к магнезиально-железистой разновидности типа рипидолита с равным соотношением катионов железа и магния (см. табл. 21, обр. 100 а), имеющего, несомненно, унаследованно-обломочное происхождение.

С присутствием свободных окислов железа, превращенных в эпигенезе в гематит, свидетельствуют серия рефлексов с $d = 2,69, 2,51, 1,84, 1,69 \text{ \AA}$, а также высокое содержание в некоторых образцах Fe_2O_3 (см. табл. 21).

Вся ассоциация в целом имеет ярко выраженную обломочную природу, унаследованную от минералов, слагающих породы источников сноса, и не преобразованную в условиях диагенеза нормально-морского и (или) заливно-лагунного



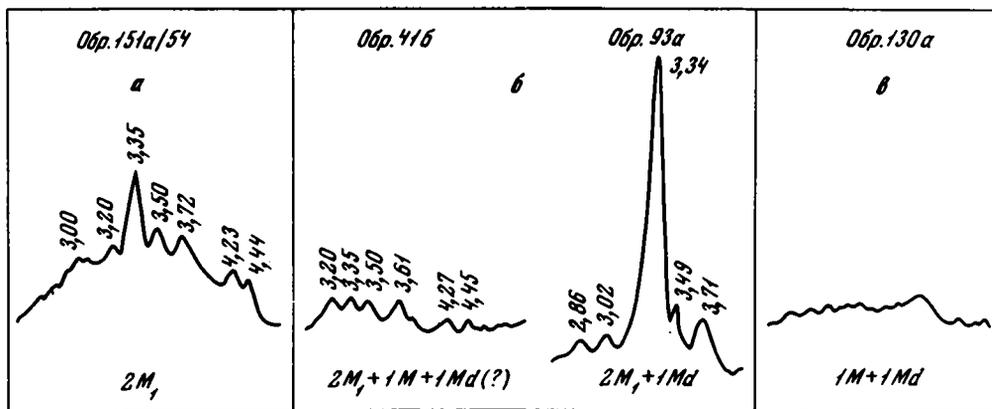
Фиг. 22. Типичные дифрактограммы корренсита. Обр. 6, фр. 0,001-0,1 мм
Условные обозначения те же, что на фиг. 18

Фиг. 22

Фиг. 23. Схема постседиментационного преобразования исходной тонкодисперсной взвеси по различным фациям осолоняющейся лагуны, нижнепермские отложения Западного Донбасса (по материалам А.П.Феофиловой)



Фиг. 23



Фиг. 24. Сравнительная характеристика политипных модификаций гидрослюд из осолоняющего комплекса нижнепермских отложений

а - нейтральные фации; дифрактограммы "на просвет" обр. 151 а/54 получены по методике Г.Криняри (1973); дифрактограммы, полученные от неориентированных прокаленных образцов (обр. 100 а/54);

<i>l</i>	<i>d/n</i>	<i>l</i>	<i>d/n</i>
2	14,3	4	3,54
6	10,2	6	3,35
4	7,3	2	3,22
4	5,0	4	3,01
10	4,52	4	2,85
2	4,17	4	2,69
4	3,73	10	2,57

Электроннограммы обр. 151 а, 100 а, 38, полученные методом косых текстур, содержат все рефлексы, характерные для политипа 2M₁.

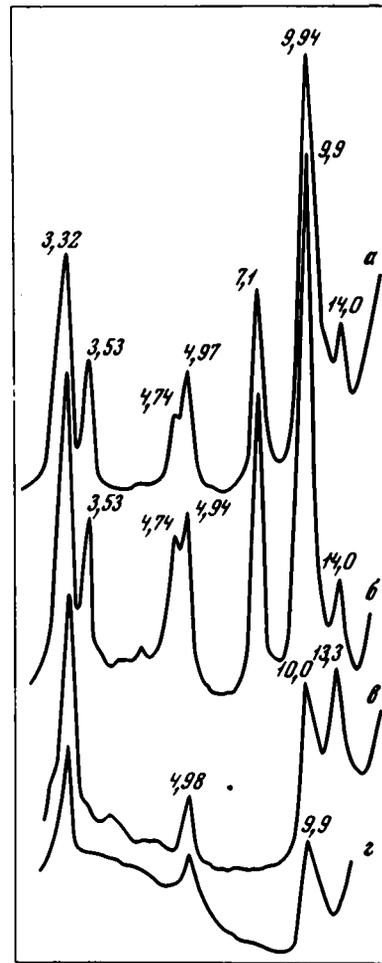
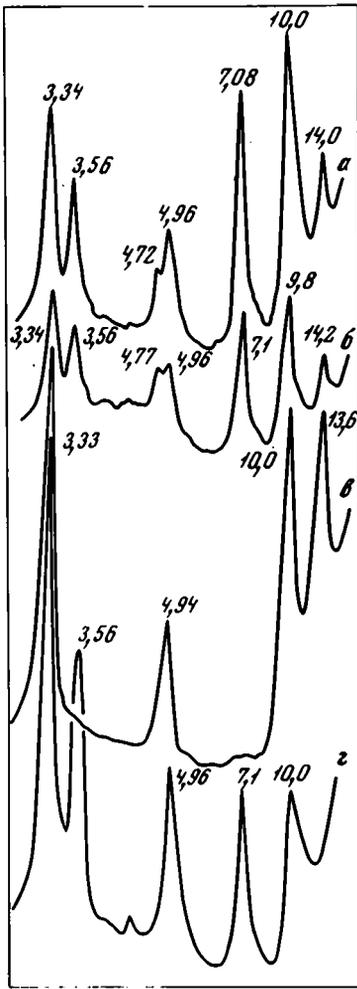
б - контрастные фации, 1 этап; электроннограмма обр. 93а характерна для гидрослюд 2M₁ (порошкограмма).

в - контрастные фации, 2 этап; электроннограммы обр. 87 и 66 соответствуют политипу слюды 1M (на первом эллипсе на фоне непрерывного рассеяния рефлексов нет), на первом эллипсе электроннограммы обр. 130а на фоне диффузного рассеяния выделяются рефлексы, характерные для гидрослюд 1M

бассейнов, относящихся в совокупности к обстановкам нейтральных фаций (см. фиг. 23).

В процессе общего осолонения бассейна и перехода от осадков нейтральных фаций к контрастным наблюдается резкое изменение состава глинистых минералов, связанное с формированием магнезиальной фазы минералов корренситовой группы. Как и в солено-лагунной формации Приуралья, в нижнепермском комплексе Западного Донбасса корренситовая группа магнезиальных хлоритов ассоциирует с гидрослюдами, образующими в совокупности единый парагенез, в котором выделяются две стадияльно-фациальные разновидности.

Первая разновидность - существенно слюдистая ассоциация с относительно небольшой примесью магнезиальной фазы. На рентгенограммах соответствующих образцов присутствует серия базальных рефлексов с $d = 9,9-10,3 \text{ \AA}$, слабо меняющаяся в образцах, предварительно насыщенных глицерином и прокаленных при $t = 450^\circ\text{C}$ (фиг. 26; см. табл. 21). Ведущая роль гидрослюды коррелирует-



Фиг. 25. Дифрактограмма фр. $\cdot 0,001$ мм, выделенной из пород свиты медистых песчаников ("нейтральные фации"). Обр. 151 а

а - образец природный; б - насыщенный глицерином; в - прокаленный при 550°C ; г - обработанный 10%-ной HCl

Фиг. 26. Дифрактограммы фр. $\cdot 0,001$ мм, выделенной из пород никитовской свиты (первая стадияльно-фациальная разновидность I этапа осолонения). Обр. 41 б

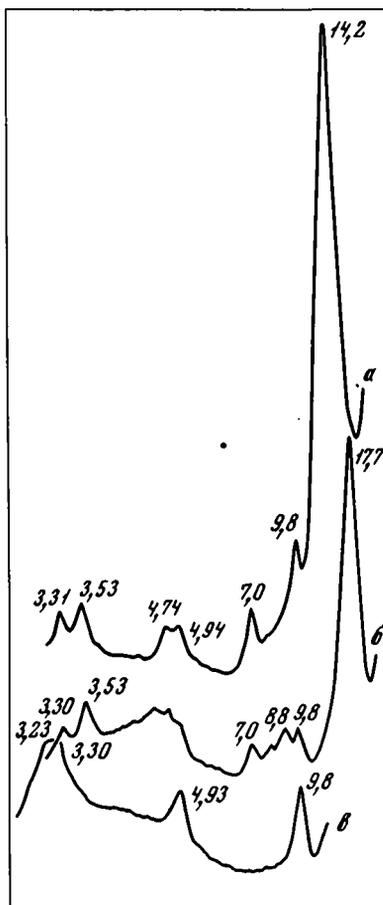
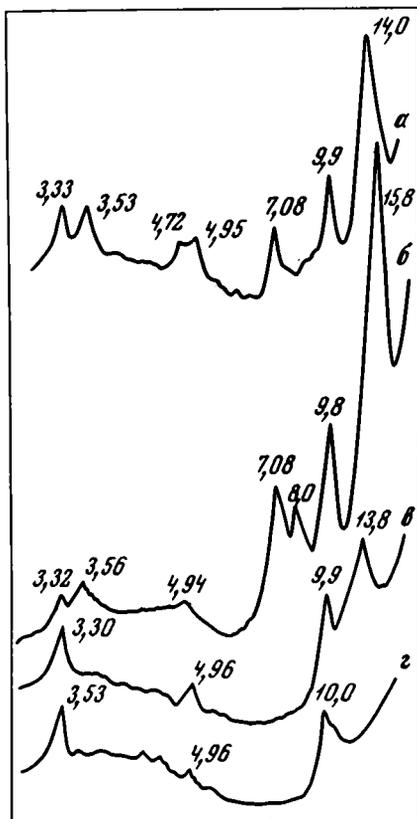
Условные обозначения те же, что на фиг. 25.

ся с данными химических анализов образцов (см. табл. 21), обнаруживающих при общей сероцветной окраске повышенное содержание окиси калия (3,58 - 5,50%) и окиси железа (6,36-6,37%). Исследование полиграфии слюды показывает, что в данном случае мы имеем смесь двух, а может быть и трех политипов $2M_1+1M+1M d$ (см. фиг. 24). Магнезиальная фаза представлена либо плохо упорядоченным корренситом, либо собственно магнезиальным хлоритом. В первом случае на рентгенограмме фиксируется слабый субпериод в 28 \AA и соответствующая целочисленная серия с $d=14,5, 10,3, 7,2, 4,5 \text{ \AA}$ и т.д., в насыщенных образцах $d(001) = 32 \text{ \AA}$. и в прокаленном $d(001)=26 \text{ \AA}$ (см. фиг. 24). Лабильный компонент корренсита, судя по значениям отражений в прокаленном и насыщенном глицерином образцах, относится к типу разбухающего вермикулита. В присутствии собственно магнезиального хлорита на диф-

Таблица 21

Химический состав глинистого вещества солено-лагунного комплекса Западного Донбасса

Компоненты	Нейтральные фации, глинистое вещество в породах нормально-морских фаций		Контрастные фации, глинистое вещество в породах осолоняющейся лагуны		
	красноцветная глина (фракция < 0,001 мм), обр. 100 а	цемент голубовато-серого мелкозернистого алевролита (фракция < 0,001 мм) обр. 151 а	начальный этап осолонения, мергелисто-доломит-сульфатные фации (1 стадийно-фациальная разновидность)		последующий этап осолонения, мергелисто-сульфатно-галитные фации (2 стадийно-фациальная разновидность)
			глина серая (фракция < 0,001 мм), обр. 93 а/62	глина красно-бурая (фракция < 0,001 мм), обр. 41 б/62	глина красно-бурая над пластом галита (фракция < 0,001 мм), обр. 130 а/62
SiO ₂	41,71	45,65	46,04	38,40	40,43
TiO ₂	0,72	0,77	0,77	0,58	0,39
Al ₂ O ₃	24,20	26,82	24,00	20,12	13,79
Fe ₂ O ₃	11,40	3,07	6,37	6,36	4,84
FeO	2,51	1,49	1,88	2,65	1,00
CaO	0,86	1,21	0,13	3,73	2,12
MgO	2,91	5,23	3,23	9,59	18,50
Na ₂ O	1,03	1,57	0,30	0,33	0,15
K ₂ O	4,50	4,56	5,50	3,53	1,30
H ₂ O ⁺	5,83	6,57	7,00	8,61	8,58
H ₂ O ⁻	3,27	2,93	2,96	2,81	7,94
CO ₂	0,10	-	-	2,50	0,24
C	0,19	0,40	0,38	0,74	0,35
Сумма	99,23	100,27	99,56	99,95	99,63
Кварц	0,86	2,02	1,38	-	0,06

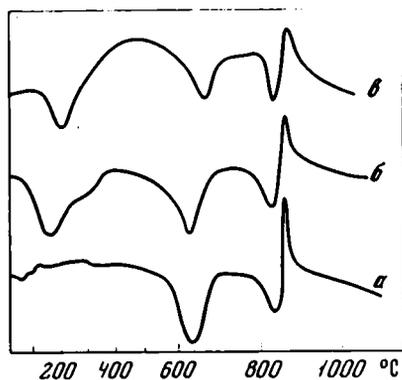


Фиг. 27. Дифрактограмма фр. $< 0,001$ мм (плохо упорядоченный корренсит и иллит), выделенной из пород краматорской свиты (вторая стадияльно-фациальная разновидность II этапа осолонения). Обр. 87

Условные обозначения те же, что на фиг. 25

Фиг. 28. Дифрактограмма фр. $< 0,001$ мм, выделенной из пород краматорской свиты (вторая стадияльно-фациальная разновидность II этапа осолонения). Обр. 130 а

Условные обозначения те же, что на фиг. 25



Фиг. 29. Кривые ДТА глинистого вещества, трансформационно переработанного в условиях сульфатно-галитного осолонения

а - хлорит типа пеннина из триасовых отложений Атласа (Lucas, 1962); б - Mg-вермикулит из пермского солено-лагунного комплекса Западного Донбасса; в - корренсит из пермского солено-лагунного комплекса Оренбургского Приуралья по А.Г. Косовской и Т.Н. Соколовой (Граувакки, 1972)

Таблица 22

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений обр. 93а

Природный		Прокаленный, $t=550^{\circ}\text{C}$		Природный		Прокаленный, $t=550^{\circ}\text{C}$	
l	$d/n, \text{Å}$	l	$d/n, \text{Å}$	l	$d/n, \text{Å}$	l	$d/n, \text{Å}$
5	28,0	3	26,0	10	2,58		-
5	14,6	6	13,1	7	2,46	2	2,50
6	10,3	8	10,0	7	2,38		
5	7,2	1	6,8	5	2,26		
5	4,9	6	4,9	1	2,19		
10	4,5		-	5	2,13		
2	4,17		-	5	1,99		
4	3,73		-	1	1,886		
5	3,51	4	3,5	2	1,821		
8	3,36	10	3,3	4	1,701		
5	3,22		-	6	1,646		
4	2,99		-	1	1,598		
2	2,84		-	4	1,539		
1	2,70		-	7	1,502		

рактограммах наблюдается устойчивый рефлекс с $d=14 \text{ Å}$, не меняющийся ни при насыщении, ни при прокаливании образцов и исчезающий после их кипячения в HCl . У образца с собственно магнезиальной фазой хлорита содержание магния (9,59%) значительно больше, чем у образца с корренситом.

В целом данная ассоциация, встречающаяся в красноцветных и сероцветных глинах и алевролитах, перемежающихся с доломитовыми и ангидритовыми пластками, характеризует, как и в Приуралье, начальные этапы общего осолонения бассейна. В эту стадию происходило трансформационное преобразование обломочных минералов – слюды $2M_1$, каолинита, Fe-Mg хлорита в гидрослюды типа железистых иллитов (наряду с сохранением и преобладанием слюды политипа $2M_1$) и в магнезиальные минералы хлоритовой группы.

Вторая стадияльно-фациальная разновидность общего солено-лагунного парагенеза характеризуется резким преобладанием магнезиальной фазы над фазой гидрослюды. Дифрактограммы образцов этой разновидности приведены на фиг. 27, 28. Эти кривые обнаруживают очень слабые рефлексы диоктаэдрической гидрослюды с $d=9,8-10,0 \text{ Å}$, относящейся к политипу $1M$ d (см. фиг. 24), чье низкое содержание во фракции хорошо коррелируется с малыми величинами K_2O (до 1,30%; см. табл. 21). Наоборот, рефлексы, связанные с магнезиальной фазой, отличаются повышенной интенсивностью и значительным разнообразием. Наряду с плохо упорядоченным корренситом, состоящим из пакетов разбухающего и не разбухающего хлорита (табл. 22), который характеризуется рефлексами с $d=14,0, 7,0 \text{ Å}$ в природном образце, $16,0, 8,0 \text{ Å}$ – в образце, насыщенном глициерином и $13,8 \text{ Å}$ – в прокаленном образце (см. фиг. 27), обнаруживаются однородные фазы монтмориллонита и (или) разбухающего вермикулита (см. фиг. 28, обр. 130а).

При химических анализах образцов этой стадияльно-фациальной разновидности постоянно фиксируется очень высокое содержание окиси магния (до 18,50%).

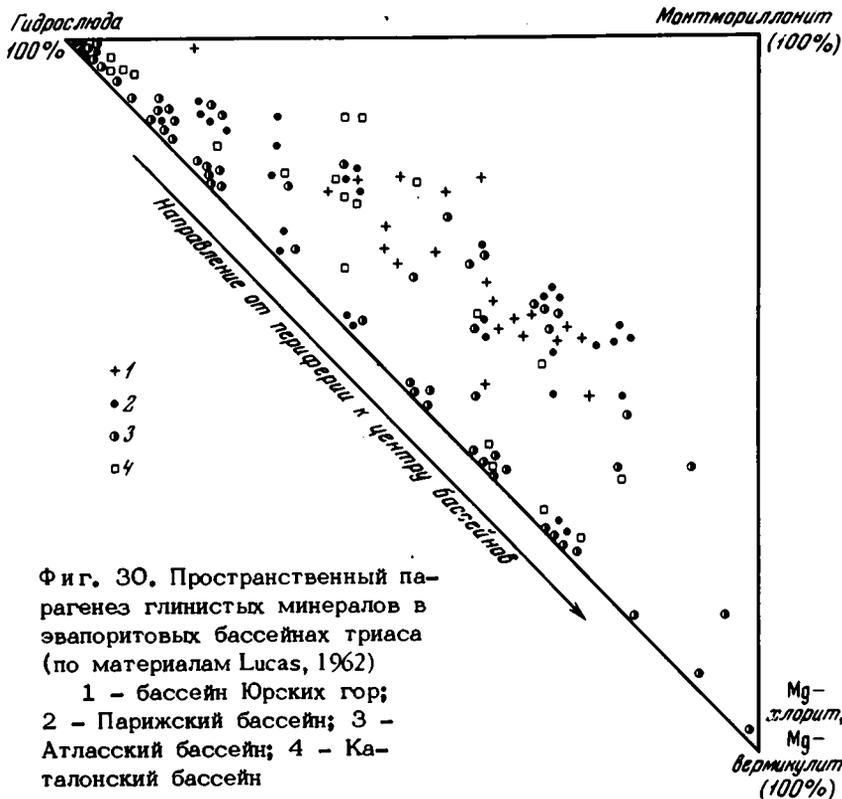
Помимо этой особенности, образцы пород с преобладающей фазой различных магнезиальных минералов характеризуются единой, очень выразительной кривой ДТА, на которой наблюдаются два глубоких эндотермических пика в области температур 610–630 и 810–830°С, связанные с потерей гидроксильной воды и полным разрушением – обезвоживанием – минерала. Вслед за второй эндотермической остановкой отмечается очень острый экзотермический пик в области 850°С, обусловленный кристаллизацией новой фазы – магнезиального энстатита. Кривые образцов, содержащих разбухающие пакеты, осложняются еще и низкотемпературной эндотермикой в области 120–150°С. На фиг. 29, помимо кривых, характерных для данной стадияльно-фациальной ассоциации Западного Донбасса, приведены кривые ДТА, свойственные чистому корренситу из солено-лагунной формации перми Приуралья (Граувакки, 1972) и магнезиальному хлориту (пеннину) из аналогичной формации триаса Атласских гор (Lucas, 1962). Все они столь выразительны и сходны между собой, что, подобно каолиниту для субкарбоненного комплекса, легко могут быть использованы в качестве простого и надежного индикатора солено-лагунных обстановок: терригенных формаций аридного климата.

Возвращаясь к характеристике второй стадияльно-фациальной ассоциации Западного Донбасса, необходимо отметить ее приуроченность к красноцветным глинам, развитым в тесном парагенезе с пластами ангидрита и каменной соли (см. фиг. 23).

Таким образом, в процессе нарастающего осолонения осуществлялось все более глубокое преобразование исходной глинистой взеси, которая в контакте с высококонцентрированными сульфатно-хлоридными водами бассейна трансформировалась в магнезиальные хлориты корренситовой группы и железистые иллиты с полиморфной разновидностью 1M–1Md. По сравнению с аналогичной формацией Приуралья солено-лагунный комплекс Западного Донбасса характеризуется двумя отличительными признаками. Первый связан со спецификой состава исходной терригенной взеси, поступавшей в бассейн седиментации. Ее более устойчивый характер, в частности широкое распространение в ней обломочной гидрослюды типа 2M₁, определил относительно позднее формирование железистых иллитов типа 1M – 1Md. В то время, как первая стадияльно-фациальная ассоциация в Приуралье, отражающая начальные этапы общего осолонения, была представлена исключительно железистыми иллитами типа 1M–1Md и в качестве второстепенного компонента – магнезиальными минералами корренситовой группы, в Западном Донбассе гидрослюдистый компонент этой ассоциации образован смесью, в которой обломочная слюда 2M₁ преобладала, а трансформированный тип железистого иллита 1M–1Md присутствовал в едва уловимом количестве. Полная замена слюды 2M₁ политипом 1Md осуществлялась в Западном Донбассе на втором этапе осолонения, при формировании магнезиально-хлоритовых минералов в качестве основной фазы.

Вторым отличием солено-лагунного комплекса Западного Донбасса от аналогичной формации Приуралья явилось отсутствие в его разрезе песчаных пачек, связанное со слабо выраженной паралическим типом комплекса и с его формированием в обстановке сильно выровненного ландшафта (Феофилова, 1966). Вследствие этого позднее диагенетическое и (или) раннеэпигенетическое минералообразование, проходившее за счет упаривания грунтовых вод, характерного для аридных зон (Сидоренко, 1956), и приводившее к появлению хорошо окристаллизованных корренситов, в Западном Донбассе не наблюдается (см. фиг. 23).

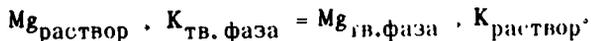
Каков же механизм солено-лагунной трансформации глинистых минералов? Впервые гипотезу о механизме солено-лагунной трансформации глинистых минералов высказал Люка (Lucas, 1962). Изучив распределение глинистых минералов по площади ряда соленосных бассейнов триаса, этот исследователь выяснил, что наиболее магнезиевые разновидности хорошо окристаллизованных фаз хлорита приурочены к центральным участкам древних бассейнов, в то время как в периферийных – прибреговых зонах, образованных более глубокими осадками, преобладают всегда иллиты. Последние встречаются в виде либо мономинеральных ассоциаций, либо смесей, в которых подчиненный компонент пред-



Фиг. 30. Пространственный парагенез глинистых минералов в эвалоритовых бассейнах триаса (по материалам Lucas, 1962)
 1 - бассейн Юрских гор;
 2 - Парижский бассейн; 3 - Атласский бассейн; 4 - Каталонский бассейн

ставлен плохо окристаллизованным хлоритовым минералом или смешанно-слоистым образованием с разбухающими хлоритовыми и (или) монтмориллонитовыми пакетами. Обобщенные нами данные Люка по различным бассейнам Франции, Испании и Марокко приведены на фиг. 30. Материалы многолетних наблюдений позволили Люку сделать вывод, что длительный седиментационно-диагенетический контакт глинистой взвеси с высокоминерализованными водами приводит к трансформации глинистых минералов, имеющей метасоматический характер. При этом катионы Al и K, занимающие октаэдрические и межслоевые позиции в структуре слоды, под влиянием концентрированного в растворе Mg постепенно замещаются им (табл. 23).

Схему Люка подтвердил Липпман (Lippmann, Savascin, 1969), изучивший состав глинистых минералов в мощных пластах гипсов цехштейна ФРГ. Этот исследователь обнаружил корренситовый минерал не только в тонкой фракции нерастворимого остатка гипсовых пластов, но и в виде своеобразных псевдоморфоз по крупным обломочным пластинкам мусковита. Крайне важно, что одновременно с этим Липпман наблюдал идиоморфную регенерацию обломочных зерен калиевого полевого шпата, составлявших вместе с зернами кварца и пластинками мусковита крупнозернистую часть нерастворимого остатка пластов гипса. Наблюдения Липпмана позволили ему сделать вывод, что во взаимодействии концентрированных вод сульфатно-хлоридного состава со слонстыми силикатами калия имеет место следующая реакция:



Свободные катионы калия вместе с Si и Al, освободившимися при метасоматическом формировании магниальной фазы корренсита по мусковиту, обуславливали регенерационное разрастание зерен калиевого полевого шпата.

Люка и Липпман полагали, что разрушение обломочной слоды носило истинно метасоматический характер, при котором катионы Al и K постепенно вытесня-

Таблица 23

Схема преобразования диоктаэдрической слюды в Mg-хлорит (Lucas, 1962)

Структурные элементы	Мусковит	Каркас, общий для обоих минералов	Хлорит
Тетраэдрические слои		6 O ²⁻ 3 Si ⁴⁺ Al ³⁺ 4 O ²⁻ ·2(OH) ⁻	
Октаэдрические слои	4 Al ³⁺		5 Mg ²⁺ Al ³⁺
Тетраэдрические слои		4 O ²⁻ ·2(OH) ⁻ 3 Si ⁴⁺ Al ³⁺	
Межслоевые катионы	2 K ⁺	6 O ²⁻	6(OH) ⁻ 5 Mg ²⁺ Al ³⁺ 6(OH) ⁻

лись катионами Mg, не нарушая общего каркаса слюды. Возможно также, что имело место предварительное разрушение слюды под действием того же концентрированного в растворе Mg, проходившее до монтмориллонитовой фазы либо до появления в растворе изолированных блоков и (или) обрывков тетраэдрической и октаэдрической сеток от бывшей структуры слюды.

Материалы по детальному изучению солено-лагунной трансформации глинистых минералов в пермских отложениях Приуралья и Западного Донбасса свидетельствуют о вероятности второго предположения. Доказательством этого является полное отсутствие переходных фаз, состоящих из каких-либо смешанно-слоистых образований состава Al-слюды и Mg-хлорита или Mg-монтмориллонита. Наоборот, наблюдаются две изолированные линии развития, состоящие, с одной стороны, в формировании чисто магнезиальных минералов хлорит-монтмориллонитового состава смешанно-слоистых или однородных фаз, а с другой - в постепенной трансформации Al-гидрослюды в гидрослюду железисто-алюминиевого состава. Постепенный характер такой замены политипа гидрослюды особенно отчетливо выступает в соответствующем комплексе Западного Донбасса, где в процессе осолонения наблюдался ряд с последовательным переходом одних политипов в другие: (2M₁) · (2M₁ + 1M + 1Md) → (1M + 1Md). Такой переход сопровождался общим уменьшением содержания гидрослюды. Сокращение содержания гидрослюды связано с ее периодическим разрушением и использованием некоторой части на трансформационное формирование магнезиальных фаз, а другой части - на образование вновь гидрослюдистой фазы политипа 1M или 1Md. Однако в условиях низкой температуры и слабокислой и (или) нейтральной среды, которая характерна для сульфатно-галитной стадии осолонения, образование собственно алюминиевой гидрослюды, даже если этот процесс идет трансформационным путем за счет переработки Al-монтмориллонита, крайне затруднительно. Это связано с трудностью вхождения и закрепления межслоевых катионов калия в небольшом пространстве гексагональных петель тетраэдрической сетки Al-монтмориллонита. Именно поэтому трансформационное образование гидрослюды в процессе осолонения бассейна вынуждено происходит в результате частичной глауконитизации монтмориллонита, как показано в работе В.Д. Шутова и др. (Shutov et al., 1972). Сущность указанного процесса заключается в седиментационно-диагенетическом закреплении калия в структуре монтмориллонита за счет одновременного замещения в его октаэдрах алюминия на более крупные катионы железа. Этим достигается растягивание тетраэдрических сеток слоев монтмориллонита, достаточное для вхождения

и закрепления катионов калия. Этим объясняется и специфический железистый состав возникающих гидрослюд политипа 1M-1Md, получивших после работы А.Г. Коссовской и В.А. Дрица (1971) наименование "железистых иллитов".

Таким образом, подводя итоги общим закономерностям формирования минерального парагенеза солено-лагунного комплекса, следует еще раз подчеркнуть, что основной процесс его образования сводится к седиментационно-диагенетической трансформации исходной глинистой взвеси в магниезальную фазу хлорит-монтмориллонитовых минералов. На первых этапах общего осолонения бассейна магниезальная фаза возникает вследствие разрушения и трансформации обломочных глинистых минералов, в основном А1-гидрослюд. В последующие этапы общего осолонения формирование магниезальной фазы идет за счет разрушения и трансформации железистых иллитов, возникших в качестве побочных метастабильных продуктов более ранней трансформации обломочных глинистых минералов в магниезальную фазу хлорита - монтмориллонита.

Глинистые минералы гранулометрического спектра общего парагенеза, в котором крупнообломочный материал крайне инертен (см. выше), по окристаллизованности образуют следующий ряд:

Глинистые минералы из терригенных обломков ≠ Глинистые минералы основной массы глин → Глинистые минералы цемента песчаников.

Необходимо отметить полную его аналогию с рядом, характерным для субкарбоненного комплекса граувакк фациально-аутигенной группы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАРАГЕНЕЗА

Распространение парагенеза достаточно широкое. Он характерен для краевых прогибов, возникающих на заключительных стадиях орогенного и посторогенного поднятия складчатых структур, расположенных в аридных зонах. Помимо этого, есть основания предполагать его широкое распространение в некоторых областях, связанных с рифтовыми зонами или зонами крупных разломов, в которых подача больших масс хлоридных рассолов имела эндогенный характер.

ГРУППА МЕТАГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Метагенные комплексы занимают особое положение, ибо они формируются вследствие преобразования всех разобранных выше парагенезов, составляющих терригенную, вулканогенную и фашиально-аутигенную группы граувакковых пород. Эти преобразования осуществляются крайне постепенно, проходя ряд промежуточных стадий, связанных с общим погружением пород и изменением их минерального состава под действием возрастающих температур и давления. Проблема образования метагенных комплексов сводится к выяснению характера перехода осадочных пород грауваккового состава в соответствующие типы метаморфических образований. Разработка этой проблемы, помимо важного теоретического, имеет и первостепенное практическое значение. Установление особенностей преобразования осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых позволит оценивать роль перераспределения ряда рудных компонентов в эпигенезе и раннем метаморфизме и учитывать эти явления при расшифровке условий формирования ряда месторождений спорного генезиса.

Разработка проблемы перехода осадочных пород в метаморфические проводится в настоящее время в двух направлениях: 1) изучение направленных эпигенетических изменений в мощных разрезах осадочных терригенных пород и прослеживание постепенного их сближения или смыкания с метаморфическими породами (Коссовская, Шутов, 1955, 1963, 1971; Коссовская и др., 1957; Копелювич, 1958; Логвиненко, 1957, 1968; Муравьев, 1962; Перозно, 1960, 1967 и многие другие); 2) применение методов литологического изучения к древним метаморфическим толщам для восстановления их первичного фашиально-литологического характера и петрографического состава (Сидоренко, Лулева, 1961; Сидоренко и др., 1972 и др.).

Следует подчеркнуть, что в работах первого направления особое внимание уделяется выявлению последовательности зон эпигенеза и обоснованию их границ. Другая сторона вопроса – установление специфики и вариаций минеральных новообразований в зависимости от различного исходного петрографического состава пород – оставалась не исследованной. Решение этой задачи должно основываться на установлении фаций регионального эпигенеза и метагенеза, которые подобно фациям регионального метаморфизма, определяются характерными ассоциациями новообразованных минералов, возникающих в определенных термодинамических условиях при определенном химико-минералогическом составе исходных пород.

Пехемом и Круком (Pechham, Crook, 1960) была сделана попытка выделить фации эпигенеза, которые смыкнули бы геохимические фации седиментогенеза и диагенеза, в понимании Л.В. Пустовалова (1933), Г.И. Теодоровича (1947), с фациями регионального метаморфизма, по терминологии Эскола и Ф.Дж. Тернера (1951). Постановка вопроса в таком плане неудачна: фации регионального метаморфизма определяются составом исходных пород, с одной стороны, и степенью метаморфизма – с другой. Выделение геохимических фаций в терригенных породах обосновывается не петрографическим составом обломочного костяка, обуславливающим минеральные ассоциации эпигенеза, а содержанием аутигенных, хемогенных минералов (пирит, сидерит, глаукоцит и др.), роль которых в породах, как правило, ничтожна.

Таким образом, чтобы проследить связь между метаморфическими фациями и неизменными терригенными породами, необходимо прежде всего типизировать последние по минералого-петрографическому составу, выделив главнейшие группы песчаников, находящихся в ассоциации с определенными типами глинистых пород.

Первые варианты общей типизации терригенных и вулканогенных пород были предложены автором совместно с А.Г. Коссовской в 1963 и 1965 гг. (Коссовская, Шутов, 1963, 1965). Они учитывали все типы терригенных накоплений, но были вместе с тем слишком схематичными и не отражали всего многообразия состава граувакковых накоплений. В настоящее время за исходные группы неизменных осадочных и осадочно-вулканогенных (граувакковых) пород могут быть приняты детально разобранные выше типы минеральных парагенезов, характеризующие разный состав гранулометрического спектра песчаник - глина. Он связан как с исходно разными материнскими породами, их различной степенью выветрелости, так и с разными седиментационно-диагенетическими преобразованиями, в основном тонкодисперсной части гранулометрического спектра, измененного в контрастных фациях гумидного и аридного климата.

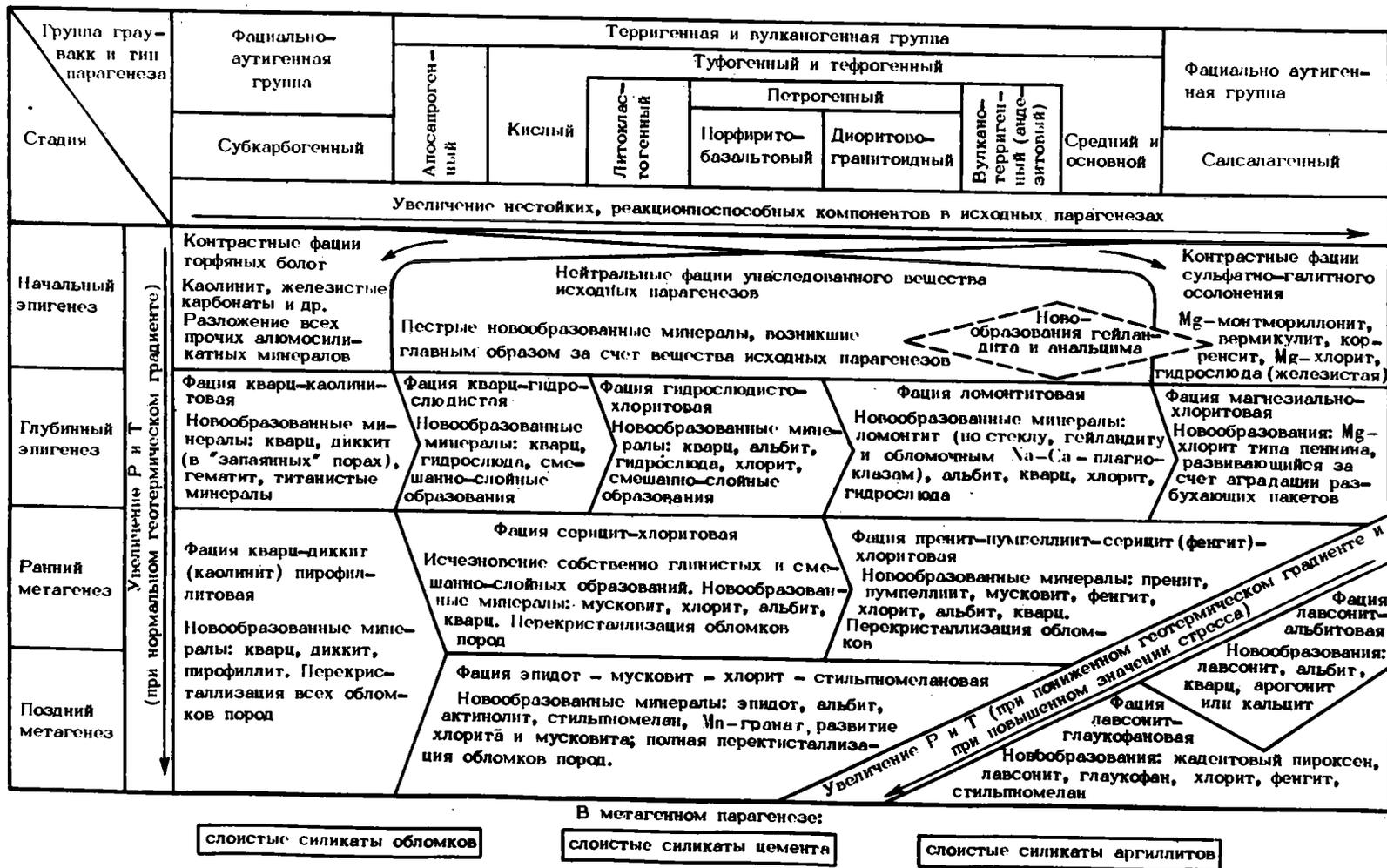
Совокупность всех минеральных парагенезов граувакковых пород можно представить в виде непрерывного ряда, на одном конце которого помещаются наиболее устойчивые образования, максимально приспособившиеся к условиям зоны осадкообразования (апосапрогенные комплексы), на другом - породы, близкие к эндогенным образованиям, химико-минералогический состав которых находится в геохимическом противоречии с обстановкой поверхностной зоны (туфогенные и тефрогенные комплексы основного состава). Остальные парагенезы займут промежуточное положение. Располагая их в порядке возрастающей устойчивости, получим ряд, показанный в верхней части фиг. 31.

Естественно, что в зоне начального эпигенеза, в условиях постепенного возрастания температуры и давления, не все минеральные парагенезы вступят одновременно на путь минералогической перестройки, выражающейся в появлении определенных ассоциаций новообразованных минералов, приспособленных к данным физико-химическим условиям. Так, в зоне начального эпигенеза кварц-каолиновые породы субкарбогенного и апосапрогенного, а также литокластогенного парагенезов остаются неизменными. В петрогенных парагенезах в перестройку вовлекаются лишь наиболее нестойкие реакционноспособные компоненты - тонкодисперсное вещество цементирующей массы и второстепенные обломочные минералы (биотит и другие фемические компоненты), определяющие появление аксессуарных новообразований.

В вулкано-терригенном и туфогенном парагенезах основного состава уже наблюдается метасоматическая переработка всего костяка породы, приводящая к формированию характерной ассоциации породообразующих аутигенных минералов.

В зоне глубинного эпигенеза минералогической переработке подвергаются породы всех парагенезов. При этом в породах, относящихся к парагенезам с различным минеральным, но близким химическим валовым составом, возникает общий комплекс новообразований, стирающих индивидуальные особенности минерального состава исходных пород. По мере возрастания степени вторичной переработки наблюдается все большее слияние смежных парагенезов и появление в них общих минеральных ассоциаций, равновесных в новой термодинамической среде.

Появление и сохранение устойчивых новообразованных структурно-минералогических признаков, характеризующих определенные стадии эпигенетического развития пород, являются критерием для выделения фаций регионального эпигенеза и метагенеза. В разрезе фациями регионального эпигенеза соответствуют отдельные интервалы; в пространстве - поля, соотношение которых отражает особенности геологической структуры данного региона и которые, подобно фациям регионального метаморфизма, могут быть легко закартированы.



Фиг. 31. Стадии формирования метагенного парагенеза - метаграувакк (фации регионального эпигенеза)

Разберем ход направленных эпигенетических преобразований для отдельных минеральных парагенезов граувакковых пород, возникающих при нормальном геотермическом градиенте. На уровне зоны начального эпигенеза все минеральные парагенезы граувакк рассматриваются как исходные неизменные группы пород, образованные в контрастных и нейтральных фациях (см. фиг. 31). Состав минеральных парагенезов в контрастных фациях не зависит от исходного вещества, а определяется физико-химической средой его диагенетического (и начально-эпигенетического) преобразования. Минеральные парагенезы нейтральных фаций не зависят или минимально зависят от среды диагенеза (и начального эпигенеза), и определяются главным образом неустойчивостью исходного вещества, стремящегося к минеральному саморазвитию даже в зоне начального эпигенеза. Поскольку формирование каждого минерального парагенеза в пределах зоны начального эпигенеза рассмотрено выше, последовательное описание фаций эпигенеза и метагенеза мы начнем с уровня зоны глубинного эпигенеза.

ФАЦИЯ КВАРЦ-КАОЛИНИТОВАЯ (ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ)

Эту фацию образуют исходные субкарбогенный и частично апосапрогенный парагенезы, сложенные существенно каолинистыми глинами и песчаниками с устойчивыми обломками, среди которых присутствуют зерна кварца, кремней, фельзитового базиса и др., сцементированные каолинистым чешуйчатым агрегатом. Для зоны глубинного эпигенеза характерно качественное изменение строения песчаников, связанное с исчезновением обломочных структур и появлением мозаичных конформно-регенерационных. Типичные минеральные новообразования – кварц и иногда агрегаты диккита. Первый образует регенерационные каемки на обломочных кварцевых зернах, кристаллизуясь из интерстиционных растворов, обогащенных SiO_2 , вследствие растворения обломочного кварца под действием локального давления смежных зерен. Второй минерал – диккит – иногда замещает каолинит в поровых участках, как бы запаянных со всех сторон регенерационными каемками кварца. Наряду со спорадическим появлением диккита сохраняются и перекристаллизовываются агрегаты каолинита.

Возникновение мозаичных структур кварцевых песчаников, сопровождающееся иногда преобразованием каолинита в диккит, является региональным процессом, прослеженным не только в нижнепалеозойских и рифейских породах Русской платформы, но и в глубоко погруженных нижнеюрских кварцевых граувакках апосапрогенного комплекса Вилойской впадины и Западного Верхоянья.

ФАЦИЯ КВАРЦ(ДИККИТ)-ПИРОФИЛЛИТОВАЯ (РАШНИЙ И ПОЗДНИЙ МЕТАГЕНЕЗ)

Дальнейшие изменения кварц-каолинитовой фации изучены еще недостаточно. Однако имеющийся геологический материал, а также экспериментальные работы позволяют выделить следующую, более глубинную фацию, относящуюся к метагенезу. Пирофиллит, считавшийся ранее, подобно диккиту, сугубо гидротермальным минералом, повсеместно обнаружен в виде небольшой примеси в породах нижних горизонтов кварц-каолинитовой фации среди рифейских отложений Русской платформы (Шутов, Долматова, 1961), а также в карбонатном апосапрогенном и субкарбоногенном комплексах угленосных отложений Восточного Урала (Еремеев, 1969, 1972).

К собственно кварц-пирофиллитовой фации относятся кварцитовидные песчаники с пирофиллитом из синийских отложений Восточной впадины Алданского шита (Коссовская и др., 1963) и рифейских отложений Башкирского Приуралья (Тимофеева, Карпова, 1975), относящихся к типичным апосапрогенным ком-

плексам, Среди пород субкарбоненного комплекса существенно пиррофиллитовые образования типа тонштейновых сланцев и рассланцованных песчаников встречаются в лейасовых отложениях Гельветской зоны Альп (Frey, 1970), в верхнекарбонных слоях близ Гренобля во Французских Альпах (Stadler, 1971) и в нижнепалеозойских отложениях Тиндевского бассейна Восточной Сахары (Dunoyer de Segonzac, 1969). Породы всех перечисленных районов очень схожи и характеризуются сложными мозаичными структурами и специфическими, часто округлыми агрегатами пиррофиллита, вкрапленными в кварцевую мозаику. В ряде случаев среди агрегатов пиррофиллита обнаружены реликтовые листочки гексагонального ограничения, унаследованные от диккита или каолинита. Реликты диккитовой структуры в пиррофиллите из синийских отложений Алданского штата отмечаются также и при рентгеноструктурном анализе. Образование пиррофиллита связано с продолжающимся приспособлением решетки слоистых минералов к повышенным давлениям и температурам. Если в интерстиционных растворах присутствуют катионы К, то в породах данной зоны возникает, как правило, серицит. Отсутствие щелочей и избыток SiO_2 , связанный с растворением обломочных зерен кварца, приводят к трансформационной перекристаллизации диккита (и каолинита), надстраиванию его двухэтажной структуры слоем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехэтажной структуры устойчивого пиррофиллита.

Ноллем (Noll, 1936) установлено, что пиррофиллит может быть синтезирован из гелей SiO_2 и Al_2O_3 в тех же условиях, что и каолинит, но при более высоких температурах (около 400°C). Грюнер (Grüner, 1944) показал, что этот процесс может идти и при более низких температурах в случае относительно пониженной концентрации ионов Al по сравнению с ионами Si. Интересные данные получены Стрингхемом (Stringham, 1952), выявившим зависимость между pH среды и температурой при гидротермальном синтезе минералов. Им показано, что диккит и пиррофиллит могут образовываться в близких условиях при pH ниже 7 и температурах в интервале $200\text{--}300^\circ\text{C}$. Г. Винклером (1969) изучалась равновесная реакция перехода каолинита (в присутствии кварца) в пиррофиллит. Эксперимент проводился в условиях давления 2000 бар и $t=390^\circ\text{C}$; при повышении кислотности за счет добавления HCl температура превращения снижалась до 370°C . Интересно, что этот исследователь доказал полную равновесность этой реакции, так как при температуре около 350°C и длительном выдерживании опыта наблюдался обратный переход пиррофиллита в минерал каолинитовой группы.

Все последовательные эпигенетические изменения парагенезов кварц-каолинитового состава протекают в кислых или нейтральных условиях, что связано с исходным составом обломочного вещества, предопределившим отсутствие щелочных и щелочноземельных катионов в интерстиционных растворах. Таким образом, весь ряд эпигенетических изменений этих пород осуществлялся как бы в закрытой системе $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--H}_2\text{O}$ в условиях постепенно повышающихся температур и давлений.

Характер сопряжений кварц-пиррофиллитовой фации метагенеза с метаморфическими фациями изучен недостаточно. По-видимому, парагенезам кварц-каолинитовых пород соответствуют породы ставролитовой и кианитовой субфаций регионального метаморфизма (Пугин, Хитаров, 1968).

ФАЦИЯ КВАРЦ-ГИДРОСЛЮДИСТАЯ (ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ)

Данная фация развивается в зоне глубинного эпигенеза в результате преобразования туфогенных и тефрогенных парагенезов кислого состава, а также части аполсапрогенного комплекса, связанного с разрушением выветрелых пород и соответствующей коры выветривания не каолинитового, а монтмориллонитового состава. Обломочные и витрокластические структуры граувакк сменяются на комформные, комформно-регенерационные структуры, возникающие вследст-

вие взаимного растворения и регенерации зерен кварца и полевого шпата. Основные аутигенные минералы – кварц и диоктаэдрическая гидрослюда поли- типа 1М. Образование диоктаэдрической гидрослюды в туфах, цементе песча- ников и сопряженных с ними глинах происходит в основном за счет видоизме- нения монтмориллонитовых минералов. Монтмориллонит в данной зоне исче- зает, так как в межслоевых пространствах решетки фиксируются катионы калия, высвобождающиеся при растворении полевых шпатов и биотита. Этот процесс характерен и для деградированных гидрослюд, а также для некоторых смешан- но-слоистых образований (Шутов и др., 1971).

Устойчивый парагенез аутигенных минералов кварца и диоктаэдрической гидрослюды, развитый в породах указанных выше парагенезов в зоне глубин- ного эпигенеза, позволяет выделить кварц-гидрослюдистую фацию, являющуюся изоэпигенетическим аналогом кварц-каолининовой фации. Корреляция этих двух фаций основывается на появлении мозаичных конформно-регенерационных структур, возникающих на определенных уровнях, а также на чередовании в некоторых разрезах пород, принадлежащих к этим двум фациям глубинного эпигенеза. К этой фации относятся прослой и целые толщи туфогенных и теф- рогенных граувакк карбона Карагандинской впадины и нижнего девона Мину- ского прогиба, а также некоторые свиты среднекарбонных пород Донбасса и верхнепермских комплексов Верхоянья.

ФАЦИЯ ГИДРОСЛЮДИСТО-ХЛОРИТОВАЯ (ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ)

Данная фация развивается за счет пород литокластогенного, а также петроген- ного комплексов основного и среднего состава. Наиболее ярко их изменения проявляются в структурной переработке пород. Развиваются конформные струк- туры, связанные с взаимным растворением обломков различных пород, сливаю- щихся в единую массу с трудно различимыми контурами первичных зерен и це- мента. Явления регенерации почти полностью отсутствуют вследствие бедности пород кварцем и полевыми шпатами; лишь на единичных зернах кварца и аль- бита образуются неправильно-лоскутные регенерационные каемки. По обломкам пород и цементирующей массе развивается интенсивная хлоритизация и гидро- слюдизация; редкие интерстиции в породах выполнены мономинеральными скоп- лениями хлорита и (или) гидрослюды поли типа 1М. Важно отметить, что в литокластогенных комплексах хлорит появляется в этой фации впервые в ре- зультате конформного растворения более или менее стойких фемических облом- ков), в то время как в петрогенных комплексах он наследуется от зоны на- чального эпигенеза.

Глины имеют однотипный состав – хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда, находящиеся в различных соотношениях. Хорошими примерами граувакк данной фации эпигенеза являются литокластогенные граувакки Джезказгана (С), Ка- ратау (Р₂), а также петрогенные граувакки воркутской серии (Р₁) Печорско- го бассейна и карбонные комплексы Донбасса (Логвиненко, 1957).

ФАЦИЯ СЕРИЦИТ-ХЛОРИТОВАЯ (РАННИЙ МЕТАГЕНЕЗ)

Настоящая фация развивается вследствие более глубокого метagenетического изменения пород двух предшествующих фаций. Хотя для первой фации типич- ным новообразованием является гидрослюда, а для второй – хлорит и гидро- слюда, эти отличия не носят качественного характера, а выражаются лишь в количественных соотношениях хлорит-серицита.

Породы этой фации развиты среди сильно дислоцированных отложений гео- синклинальных областей. Специфической чертой фации является полное отсутст- вие глинистых минералов в песчаниках и аргиллитах, в том числе и гидрослюд типа 1М, вместо которых появляются соответственно мусковитовый (серици-

товый) минерал со структурой типа $2M_1$. В песчаных породах возникают шиповидные структуры, связанные с одновременным ростом и раскристаллизацией хлорит-слюдистых чешуек и бластическим разрастанием зерен кварца и альбита, образующих в совокупности сложные шиповидно-игольчатые поверхности сочленения. Наряду с начальным бластезом развивается сегрегация, проявляющаяся в образовании порфиризовидных выделений хлорита и (или) мусковита на плоскостях напластования или кливажа.

Экспериментальными работами по синтезу диоктаэдрических слюд установлено, что повышение температуры и давления обуславливает возрастание упорядоченности структуры слюд с переходом полиморфной модификацией $1M$ в $2M_1$ (Jöder, Eugster, 1955). Эти данные хорошо согласуются с изменением полиморфного характера диоктаэдрических слюд при переходе к более глубинным фациям эпигенеза.

Работы Нолля (Noll, 1936) и Грюнера (Grüner, 1944) показали, что мусковит может быть синтезирован в условиях, близких к тем, при которых синтезируется пиррофиллит, однако при достаточно высокой концентрации ионов калия.

С некоторой степенью условности мусковит-хлоритовая фация может считаться аналогом кварц-пиррофиллитовой. Мусковит-хлоритовая фация известна в самых низах пермских отложений Западного Верхоянья, в основании каратауского комплекса Мангышлака, в нижнеюрских граувакках Большого Кавказа, в граувакках низов среднего палеозоя Тувинского и Минусинского прогибов и во многих других районах (Лизалек, 1967 и др.).

ФАЦИЯ ЛОМОНТИТОВАЯ (ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ)

Данная фация развивается из минеральных парагенезов, возникших при разрушении либо средних и основных вулканогенных пород, либо интрузивных образований диорит-гранодиоритового состава. Однако во всех случаях указанная фация формируется в породах, уже претерпевших предварительное изменение в зоне начального эпигенеза. Оно выражается в региональном развитии альцима, гейландита (и других цеолитов) по обломкам стекловатого базиса средних и основных эффузивов, вулканических стекол, кальциевых плагиоклазов и иногда фемических минералов. По всем указанным компонентам в глубинном эпигенезе идет интенсивное формирование ломонтита. Его возникновение по плагиоклазам сопровождается значительным увеличением объема новообразованной фазы, причем ломонтит заполняет все поровые промежутки и разъедает не только зерна полевых шпатов, но и многие другие обломочные минералы - биотит, эпидот и другие. Развиваются своеобразные мозаично-метасоматические структуры песчаников, являющиеся наряду с конформно-регенерационными одним их характерных признаков зоны глубинного эпигенеза. Параллельно с образованием ломонтита идет интенсивная деанортизация плагиоклазов и формирование альбита № 2-5, часто пылеватого, содержащего тонкие включения серицита, эпидота и иногда сфена. В глинистом веществе обнаруживается явственная тенденция к упрощению состава и появлению двух основных компонентов - хлорита и диоктаэдрической гидрослюды. Последняя образуется иногда вследствие массового видоизменения и разрушения плагиоклазов, сопровождающегося высвобождением калия (Andreatta, 1954). Реликты вермикулитоподобной и монтмориллонитовой фаз, унаследованные от исходных пород зоны начального эпигенеза, сохраняются здесь только в самых верхах разреза.

Примерами пород ломонтитовой фации могут служить триасовые туфогенные и тефрогенные граувакки Новой Зеландии (Coombs, 1954), пермские вулканотерригенные граувакки востока Австралии (Raam, 1968), девонские и карбоновые комплексы Минусинской и Тувинской впадин (Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса. . ., 1967), меловые граувакки и аркозы Верхоянья (Коссовская, 1962).

ФАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНО-ХЛОРИТОВАЯ (ГЛУБИНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ)

Специфическая магнезиально-хлоритовая фация глубинного эпигенеза развивается за счет граувакк, сформированных в солоно-лагунных обстановках аридного климата. Первично-обломочные силикатные породы находятся здесь в тесном парагенезе с собственно хемогенными образованиями сульфатно-галитного состава. Взаимодействие твердой фазы указанного парагенеза в условиях повышающихся температуры и давления с концентрированными водами – рассолами, унаследованными от диагенеза, и дальнейший подток вещества в зоне начального эпигенеза обусловили постепенное исчезновение слоистых минералов с разбухающими пакетами и формирование хорошо окристаллизованных высокомагнезиальных хлоритов типа пеннина с содержанием до 30–35% (Lucas, 1962).

Наряду с хлоритом формировались и перекристаллизовывались другие минералы – гальк, гидрослюды 1М, Mg – турмалины, бораты и др. Возможно, что именно эта фация эпигенеза дала промежуточные минералы, из которых в более глубоких зонах метаморфизма формировалась скаполитовая ассоциация, широко распространенная в древних комплексах и связанная, по мнению Д.П. Сердюченко (1972), с метаморфогенным преобразованием докембрийских эвапоритовых комплексов терригенно-хемогенного состава.

Рассмотренная фация на уровне глубинного эпигенеза изучена еще недостаточно. Ее примерами могут служить дислоцированные триасовые комплексы терригенно-хемогенных пород, развитых в складчатых структурах Атласа и Пиренейских гор (Lucas, 1962; Милло, 1968).

ФАЦИЯ ПРЕНИТ-ПУМПЕЛЛИНИТ-СЕРИЦИТ(ФЕНГИТ)- ХЛОРИТОВАЯ (РАШИЙ МЕТАГЕНЕЗ)

Для данной фации характерно массовое появление пренита и (или) пумпеллиита, замещающих цеолиты всех предыдущих генераций, а также реликты кальциево-натриевых плагиоклазов (Coombs et al., 1959). В породах, связанных с первично-диоритовыми комплексами, обнаруживается только пренит (Коссовская, Шутов, 1961).

Этой фации свойственно качественное изменение минералов: сильно гидратированные цеолиты сменяются существенно дегидратированными пренитом или пумпеллиитом. Это явление типично и для минералов со слоистыми решетками: глинистые минералы в породах этой фации уже полностью отсутствуют; распространены хлорит и собственно серицит и (или) фенгит, сменяющие гидрослюды верхних зон.

Универсальное значение минералов со слоистыми решетками как индикаторов определенных стадий изменения терригенных пород по мере перехода их в метаморфические делает целесообразным выделять эту фацию под названием пренит-пумпеллиит-серицит (фенгит)-хлоритовой.

Экспериментальные данные синтеза кальциево-натриевых цеолитов (анальцима, гейландита, ломонтита) и пренита, представляющих ряд минералов с возрастающей степенью дегградации, показали, что поля их устойчивости последовательно сдвигаются в сторону повышающихся температур и давлений, что хорошо коррелируется с природным распределением этих минералов в зонах эпигенеза и метагенеза (Coombs et al., 1959). Примерами описанной фации являются туфогенные граувакки триаса и карбона соответственно в Новой Зеландии (Coombs, 1954) и Новой Англии (Peacham, Crook, 1960), сменяющие вниз по разрезу комплексы граувакк с региональным развитием ломонтита. Породы данной фации встречаются и среди пермских граувакк Верхоянья, а также граувакк нижнего и среднего девона Минусинского и Тувинского прогибов (Бровков, 1964).

Эпигенетический ряд изменений пород исходных минеральных парагенезов завершается появлением эпидот-мусковит-хлорит-стильпноомелановой фации, или фации зеленых сланцев, которую автор, вместе с А.Г. Коссовской (Коссовская, Шутов, 1963), рассматривают как зону позднего метакристаллического парагенеза, завершающую последний этап преобразования осадочных пород при переходе их в метаморфические образования – этап появления метакристаллического парагенеза. На данной ступени изменения специфика первичного химико-минералогического состава пород исходных терригенных и вулканогенных парагенезов почти нивелируется, отражаясь лишь в количественном соотношении новообразованных компонентов данной ассоциации.

Породам этой фации свойственны типичные бластофиллитовые структуры. Помимо перечисленных выше минералов, для новообразований характерно появление актинолита.

Примеров непосредственного перехода неизмененных или слабо измененных осадочных и осадочно-вулканогенных пород в породы фации зеленых сланцев пока немного. К ним относятся мезозойские и верхнепалеозойские вулканогенно-граувакковые комплексы Новой Зеландии и одновозрастные граувакковые отложения Западного Верхоянья.

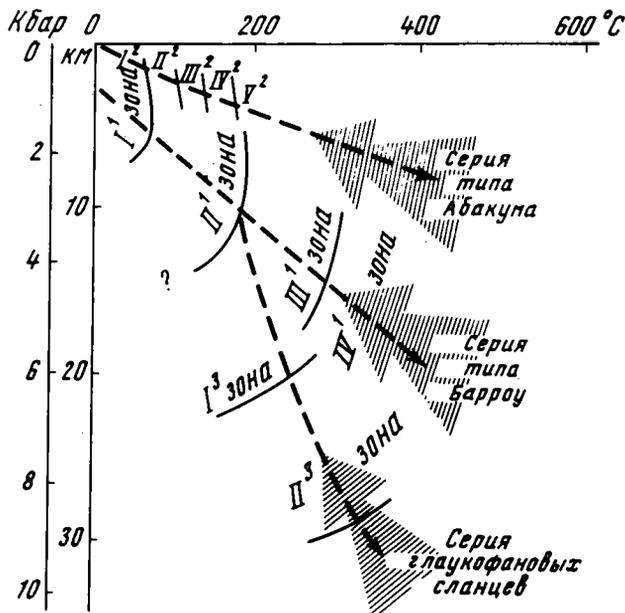
Закономерно-постепенная смена регионально-эпигенетизированных и метакристаллических пород собственно метаморфическими образованиями, представленными классическими фациями Харкера и Эскола, доказана сейчас со всей очевидностью (Коссовская и др., 1964; Коссовская, Шутов, 1971; Логвиненко, 1968; Dupoyet de Segonzac, 1970; Kisch, 1974; Добрецов и др., 1974). Однако представления о природе метаморфизма испытывали в течение последних лет значительные изменения. В них появились принципиально новые аспекты, среди которых наиболее важны представления о типах регионального метаморфизма, выявленных при изучении в основном современных и в меньшей степени – древних геосинклинальных систем. Учение о термобарических типах метаморфизма и связанных с ними сериях минеральных фаций метаморфизма прочно вошло в литературу последних лет и не только сыграло существенную роль в развитии фундаментальных представлений о метаморфизме, но и стимулировало формирование современных концепций глобальной геологии.

Впервые идея спаренных поясов метаморфизма островных дуг была выдвинута Мияширо еще в 1961 г. (Miyashiro, 1961), однако широкое признание она получила после появления книги Г. Винклера (1969), а особое внимание привлекла в 70-е годы в связи с бурным развитием во всем мире учения о новой глобальной тектонике плит (Добрецов и др., 1970, 1974; Miyashiro, 1972 и др.).

Эпигенетическое преобразование осадочных пород в метаморфические разработано только в плане смыкания собственно осадочных терригенно-граувакковых пород с классическими рядами фаций типа Барроу. Эпигенез, предшествующий контрастным типам метаморфизма островных дуг – высокотемпературному с низким давлением и низкотемпературному с высокими давлениями (глаукофановому), еще только намечается. Очевидно, что установленные контрастные геологические и термодинамические обстановки должны проявляться не только в разном метаморфическом преобразовании пород, но и в различных типах регионального эпигенеза, предшествующего метаморфизму и отражающего менее глубокие изменения пород.

В соответствии с этим автором совместно с А.Г. Коссовской (Коссовская, Шутов, 1975) выделены три типа регионального эпигенеза.

1 тип. Региональный эпигенез в областях с корой континентального типа, смыкающийся с региональным метаморфизмом типа Барроу. Данный тип эпигенеза изучен многочисленными исследователями наиболее полно. Он протекает в породах стратифицированных отложений при погружении и стрессовых напряже-



Фиг. 32. Типы регионального эпигенеза и их сопряжение с соответствующими сериями метаморфизма

I^1-II^1 - 1 тип регионального эпигенеза с нормальным геотермическим градиентом (10–20 град/км): I^1 - зона, соответствующая фациям обломочного вещества унаследованного состава, II^1 - зона, соответствующая гидрослюдисто-хлоритовой и ломонтитовой фациям глубинного эпигенеза, III^1 - зона, соответствующая серицит-хлоритовой и пренит-пумпеллитовой фациям раннего метагенеза, IV^1 - зона, соответствующая мусковит-эпидот-стильпно-мелановой и кварц-пиррофиллитовой фациям позднего метагенеза; I^2-V^2 - 2 тип регионального эпигенеза с повышенным геотермическим градиентом (20–35 град/км): I^2 - зона неизмененного вулканического стекла и монтмориллонита, а также гейландита (Na-Ca клиноптилолита), иногда с морденитом и анальцимом, а также монтмориллонитом и смешанно-слоистыми образованиями монтмориллонит-хлоритового состава, III^2 - зона ломонтита с корренситом и подвижными хлоритами, IV^2 - зона пренит-пумпеллитовая, в которой постепенно исчезает подвижный хлорит, V^2 - зона эпидота и хлорита; I^3-II^3 - 3 тип регионального эпигенеза с пониженным геотермическим градиентом (< 10 град/км): I^3 - зона лавсонит-альбитовая, II^3 - зона лавсонит-глаукофановая

них в условиях геотермического градиента 15–20 град/км и давлениях до 4–5 кбар.

Особенности переработки различных петрографических типов граувакковых пород на разных термодинамических уровнях регионального эпигенеза нашли выражение в выделении описанных фаций и зон регионального эпигенеза и метагенеза. Ниже последней зоны метагенеза, характеризующейся присутствием метаграуваккового вещества, начинается массовое образование биотита и далее ставролита, появляющихся при погружениях на глубину свыше 20–25 км и знаменующих переход от фации зеленых сланцев в амфиболитовую фацию. Так осуществляется постепенный переход граувакковых комплексов через метаграувакковое вещество в метаморфические образования серии Барроу (фиг. 32).

II тип. Региональный эпигенез в областях окраинных зон континентов с высокими значениями теплового поля, смыкающийся с региональным метаморфизмом типа фаций Абакума. В областях с высокими значениями геотермального градиента, превышающими 20–35, а иногда достигающими 40 град/км, приуроченных к активным участкам земной коры с широким развитием стратифицирован-

ных вулканогенно-осадочных образований, совокупная мощность всех зон эпигенеза значительно сокращается, и в соответствии с этим переход в зеленосланцевую фацию осуществляется на глубине 2500–5000 м. Особенно подробно эпигенез этого типа описан в последние годы в Японии. Зональность эпигенетических преобразований фиксируется по цеолитам и глинистым минералам. Хотя вариации петрографического состава исходных пород определяют некоторые отличия в индикаторных минералах зон эпигенеза, выделяемых в отдельных районах разными авторами (Utada, 1970; Honda, 1971; Kizaki, 1971 и др.), обобщенная схема зональности проявляется исключительно четко и имеет следующий вид: 1) зона вулканического стекла и монтмориллонита; 2) зона клиноптилолита – гейландита, иногда с морденитом и анальцимом, и смешанно-слоистых глинистых минералов типа корренсита; 3) зона ломонтита с альбитом и подвижным хлоритом; 4) зона пренит–пумпеллиита; 5) зона эпидота и хлорита. Сопряжение цеолитовых зон с пренитовой и эпидотовой детально изучено и закартировано в пределах формации зеленых туфов в районе Канто (Kizaki, 1971), в районе Яманаки, префектура Исикава (Kimbara, Sudo, 1973), и в ряде других районов (см. фиг. 32).

Привлекает внимание близость состава индикаторных минералов, характеризующих определенные зоны описываемых областей с высоким геотермальным режимом, к ассоциациям индикаторных минералов зон нормального эпигенеза. Подобно последним, они легко картируются в пределах неогеновых, палеогеновых, иногда меловых вулканогенно-осадочных комплексов Тихоокеанского побережья, отражая структуры и историю развития определенных геологических площадей, что подчеркивает региональный характер эпигенеза этого типа. Нижняя зона эпигенеза–метакенеза непосредственно смыкается с метаморфическими сериями типа Абакума, выделенными на Японских островах Миаширо (Miyashiro, 1964). Важно подчеркнуть, что в последовательности метаморфических зон фация амфиболитов, формирующаяся, как известно, при температуре около 700°, появляется на глубинах порядка 8 км. Высокие температуры при низких давлениях обусловили специфический характер перехода эпигенетически преобразованных пород в собственно метаморфические. Это своеобразие выражается особенно четко в минералогии фации зеленых сланцев, в которых отсутствует стильпномелан, а биотит появляется с самых верхних горизонтов, как бы подчеркивая промежуточный характер фаций Абакума между классическими фациями динамотермального метаморфизма и собственно термальным метаморфизмом (см. фиг. 32).

Штип. Региональный эпигенез тектонически активных окраин континентов с аномально высокими давлениями и низкими температурами (области крупных надвиговых зон) и его смыкание с метаморфическими фациями типа глаукофановых сланцев.

Третьим типом регионального эпигенеза являются еще очень мало геологически изученные преобразования, проходящие в областях с аномально высокими давлениями (до 5–10 кбар) при относительно низких температурах (см. фиг. 31, 32). Это серии вулканогенно-граувакковых пород, развитых в областях с крупной надвиговой тектоникой, испытавших своеобразные минералогические преобразования, приводящие к появлению лавсонит–глаукофановой ассоциации.

Как правило, в глаукофановых комплексах выделяются две минералогические зоны, отражающие последовательное нарастание степени преобразования пород, – лавсонит–альбитовая и лавсонит–глаукофановая зоны (см. фиг. 32). Лавсонит–альбитовая зона обычно идет за ломонитовой зоной, а в единичных случаях даже замещает ее, следуя непосредственно за гейландитовой ассоциацией (McKee, 1962). Упомянутому автору, а также Бейли и др. (Bailey et al., 1964) удалось закартировать лавсонитовую и глаукофановую зоны, оконтуривающие крупные надвиговые пластины в области развития граувакк Францисканской формации. В близких геологических ситуациях закартированы зоны развития палеозойских и мезозойских глаукофановых сланцев в пределах Западно-Корякской складчатой системы (Добрецов и др., 1970). Есть все основания счи-

тать, что детальное изучение цеолитовой фации представляет сейчас одну из важнейших задач в решении проблемы эпигенеза вулканогенно-граувакковых комплексов поясов "спаренного" метаморфизма. На уровне ломонтитовой зоны происходит дивергенция минеральных парагенезов цеолитовой фации. Ветвь высокотемпературного эпигенеза – метаморфизма воплощается в зонах пренита-пумпеллита и далее эпидота и актинолита фации зеленых сланцев с биотитом. Ветвь метаморфизма низких температур и высоких давлений выражена в формировании комплексов фации "голубых" глаукофановых сланцев. Эта дивергенция экспериментально обоснована особенностями поведения ломонтита в условиях повышенных давлений и температур, рассмотренных в работе Э.Э. Сендерова и Н.И. Хитарова (1970).

Суммируя материалы по эпигенезу в областях с континентальной корой и корой переходного типа, приходим к заключению, что все три описанных типа регионального эпигенеза, тесно связанных и наследуемых определенными видами метаморфизма, характеризуются двумя общими важнейшими особенностями.

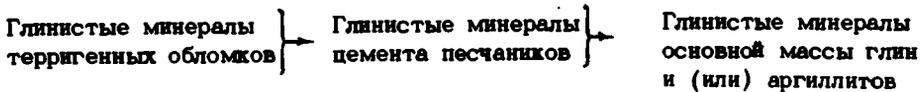
1. Процессы минерального преобразования пород определяются в подавляющем большинстве случаев саморазвитием (автометасоматоз) их первичного исходного вещества, претерпевшего сложные минералогические превращения в различных термодинамических обстановках при изохимическом течении процессов.

2. Все процессы эпигенеза и метаморфизма носят прогрессивный характер и сопровождаются появлением новообразованных минералов с последовательно возрастающей плотностью и уменьшением содержания воды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ позволил типизировать все минеральные парагенезы граувакк и предложить для них общую классификационную схему. В ее основе лежит прежде всего разделение граувакк на группы в зависимости от взаимоотношения обломочного и тонкодисперсного вещества в их гранулометрическом спектре — песчаник — глина и (или) аргиллит.

В терригенной группе граувакк глинистые минералы гранулометрического спектра песчаник — глина образуют ряд направленной деградации:



Такая внутренняя связь минералов в гранулометрическом спектре парагенеза соответствует его природе образования за счет разрушения материнских консолидированных пород и естественного отмучивания тонкодисперсных фракций, испытывающих деградацию, пропорциональную срокам пребывания дисперсной взвеси в седиментационной среде нейтральных фаций.

Характер исходного субстрата области питания определит типы парагенезов: петрогенный, литокластогенный и апосапрогенный (фиг. 33, 34).

В первом, петрогенном парагенезе, как правило, происходят интенсивные аградационные процессы (в цементе песчаников), связанные с поступлением в баланс аутигенного минералообразования значительного числа активных элементов, возникающих за счет разрушения нестойких компонентов еще в стадии начального эпигенеза. Этот тип парагенеза обладает большим резервом для аутигенного минералообразования (хлориты, гидрослюды, иногда цеолиты, пренит и др.), реализация которого приводит иногда к маскировке ряда направленной деградации глинистых минералов в гранулометрическом спектре песчаник — глина.

Следующий, литокластогенный тип, возникающий за счет многократного переотложения грауваккового вещества, обладает меньшими резервами в виде более устойчивых обломочных компонентов, способных насыщать интерстиционные воды пород активными элементами только в глубинном эпигенезе, после конформного растворения зерен под давлением. Поэтому аградационные процессы в цементе песчаника данного парагенеза (образование хлорита, гидрослюды и др.) наблюдаются лишь в зоне глубинного эпигенеза.

Третий, апосапрогенный тип, возникающий за счет выветрелого субстрата, иногда в совокупности с более или менее мощной корой выветривания, лишен почти всякого резерва для постседиментационных аутигенных процессов.

Парагенезы граувакк терригенной группы имеют разные седиментационно-тектонические связи с другими терригенными накоплениями (формациями) и характеризуются различными комплексами полезных ископаемых.

Петрогенные граувакки сменяются в конце орогенной или в начале пост-орогенной стадии собственно-аркозовыми накоплениями (фиг. 35), возникающими независимо от фациальных обстановок и климатических зон, в которых

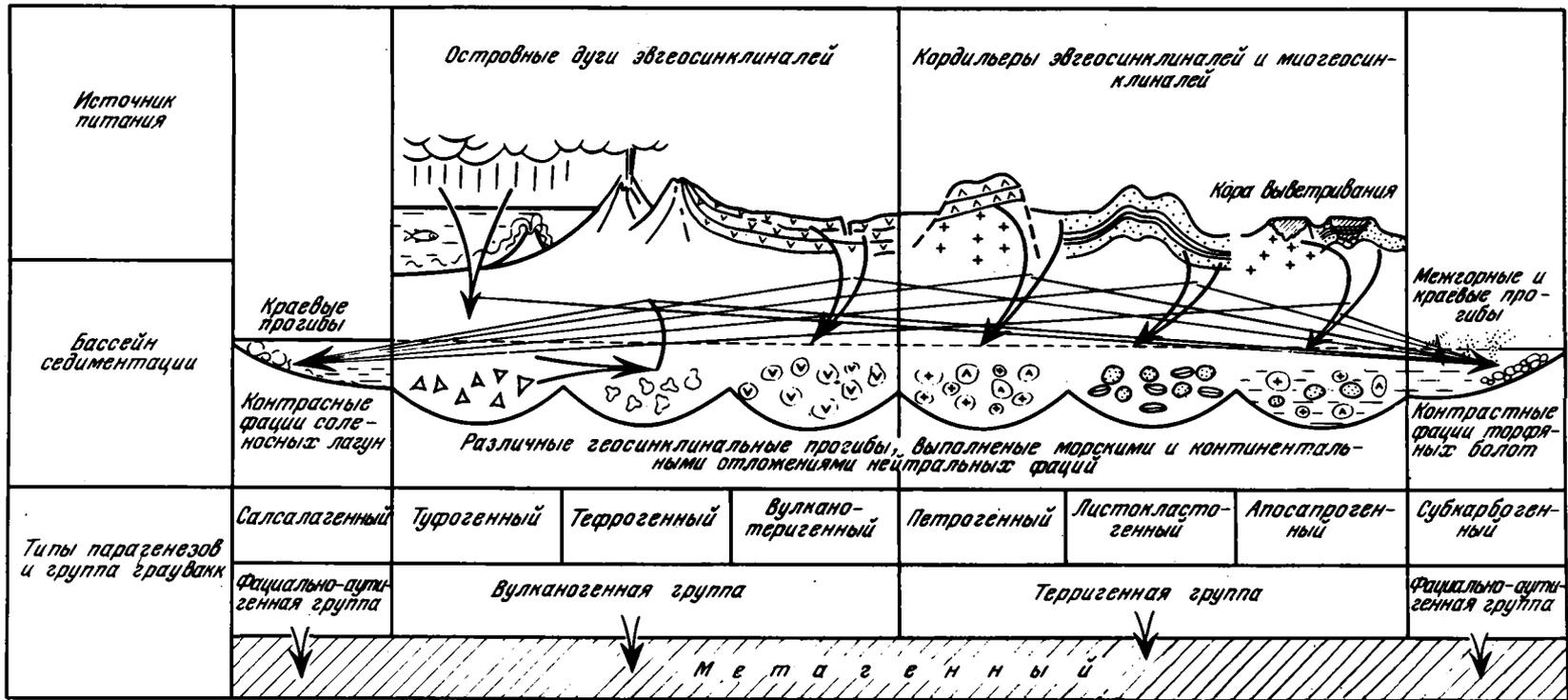
Общий тип фаций	Тип исходного материала		Характер постседиментационного преобразования
"Нейтральные" фации аридного и гумидного климата	<p align="center">Терригенная группа граувакк</p> <p>Ряд деградации глинистых минералов</p> <p>Терригенные обломки → Цемент песчаников → Основная масса глини</p> <p align="center">Комплексы (парагенезы)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Петрогенный 2. Литокластогенный 3. Апасарогенный 	<p align="center">Вулканогенная группа граувакк</p> <p>Ряд аградации глинистых минералов</p> <p>Обломочные фрагменты → Основная масса глини → Цемент вулканогенно-обломочных пород</p> <p align="center">Комплексы (парагенезы)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Вулкано-терригенный 2. Туфогенный 3. Тефрогенный 	Неизменяемые и преобразованные в региональном эпигенезе
"Контрастные" фации аридного и гумидного климата	<p align="center">Фашиально-аутигенная группа граувакк</p> <p>Ряд неравенства и аградации глинистых минералов</p> <p>Терригенные обломки и (или) обломочные фрагменты ≠ Основная масса глини → Цемент песчаников и (или) вулканогенно-обломочных пород</p> <p align="center">Комплексы (парагенезы)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Субкарбонатный 2. Салсалагенный 		
<p align="center">Группа метаграувакк</p> <p>Ряд общего равенства перекристаллизованных глинистых минералов</p> <p>Терригенные обломки и (или) обломочные фрагменты = Основная масса аргиллитов (или) филлитов = Цемент песчаников и (или) вулканогенно-обломочных пород</p> <p align="center">Парагенезы</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Пирофиллитовые 2. Эпидот-хлорит-мусковитовые 3. Глаукофановые 			Преобразованные в метабазисе

Фиг. 33. Классификационная схема минеральных парагенезов граувакковых комплексов

происходило осадконакопление. Аркозы подобного типа описаны в морских (Коссовская и др., 1960; Isomi et al., 1966 и др.) и континентальных отложениях как гумидного (Граувакки, 1972; Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса..., 1967 и др.), так и аридного климата (Huckenholz, 1963).

Комплекс полезных ископаемых петрогенных граувакк связан либо с размывом и переотложением рудного вещества, главным образом колчеданного типа, тяготеющего к эффузивным комплексам источников сноса, либо с кларковым содержанием ряда редких и рассеянных элементов (Cu, Zn, Pb, Mo, Co, Ti, V, Cr и др.), заключенных в разных терригенных обломках граувакковых пород. В соответствии с составом и типом устойчивости терригенных обломков процесс "высвобождения" кларка указанных элементов и его концентрация, доходящая иногда при благоприятных литолого-фашиальных обстановках до рудных скоплений, могут осуществляться разными способами в зависимости от стадий постседиментационного преобразования петрогенного вещества (Граувакки, 1972).

Литокластогенные и апасарогенные комплексы граувакк в пределах прогибов мнгогосинклинального типа, для которых они особенно характерны, не меняют своего облика. При переходе вкрест простирания к платформенным струк-



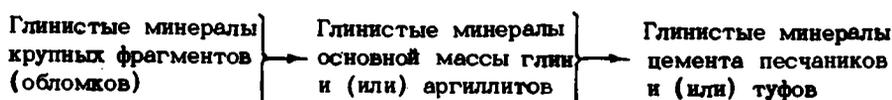
Фиг. 34. Минеральные парагенезы грауваковых комплексов

турам они замещаются накоплениями олигомиктовых кремнекlastов, образующих либо прибрежно-морские комплексы (Hubert, Neal, 1967; Andel, 1958 и др.), либо в континентальных условиях - угленосные формации (Potter, Stever, 1956; Черников, 1959) в гумидном климате и сидеролитовые (Милло, 1968; Цеховский, 1973) при переменном засушливо-влажном климате зоны саванн.

Комплекс полезных ископаемых в литокластогенных грауваках связан с переотложением рудного вещества типа медистых песчаников (Наркелюн, Юргенсон, 1968 и др.) или концентрацией рассеянных элементов (Cu, Pb, Zn, Mo и др.) в устойчивых обломках (главным образом кислых эффузивов) граувак, проходящей в одну из глубинных стадий их эпигенетического преобразования.

Все апосапрогенные грауваки потенциально перспективны на содержание в них Fe, Mn, переотложенных каолинитов и бентонитов, а также разнообразного комплекса россыпей (Сердюченко, 1955 и др.; Никитин, 1968; Разумова, Херасков, 1963; Петров, 1967; Казанский, 1969 и др.).

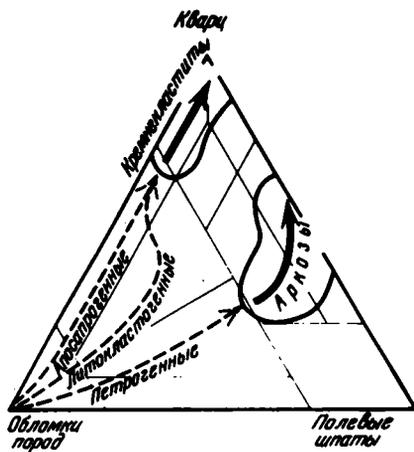
Вулканогенная группа граувак характеризуется другой внутренней связью между обломочными фрагментами пород и тонкодисперсным веществом. Глинистые минералы этой группы образуют направленный ряд аградации:



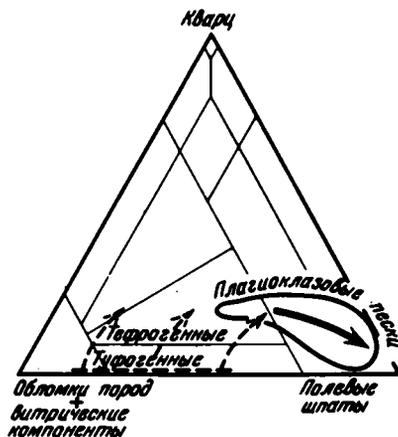
Он связан с аутигенным формированием глинистых минералов за счет соответствующего вещества тефры (или свежего вулканогенного материала), проходящим в наиболее пронизаемых участках гранулометрического спектра пород.

Типы парагенезов этой группы граувак определяются характером туфогенно-вулканогенного материала и способами захоронения в соответствии с чем выделяются вулкано-терригенный, туфогенный и тефрогенный тип (см. фиг. 33 и 34). Седиментационно-тектонические связи вулкано-терригенного парагенеза ограничены. При длительном пребывании вулкано-терригенного материала в зоне осадконакопления иногда наблюдается значительное вызревание его состава, приближающее данную ассоциацию к литокластогенному веществу (фиг. 36).

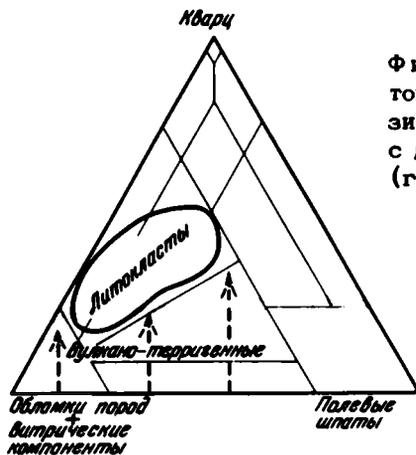
Более сложен ряд туфогенно-тефрогенных граувак. При отложении в морских и тем более в океанических водоемах часто наблюдается специфическая рассортировка исходной грауваковой тефры, приводящая к формированию квазиоминеральных скоплений окатанных и полукатанных зерен плагиоклаза (плагиоклазовые пески), ассоциирующих с огромной массой монтмориллонит-селадонит-хлоритовых глин и (или) аргиллитов. Не вызывает сомнений, что в данном случае имела место сепарация и концентрация устойчивых кристаллокластов исходной тефры, в то время как все прочие литовитрические неустойчивые компоненты испытали седиментационно-диагенетическое преобразование в соответствующие глинистые породы. Такое седиментационно-диагенетическое "растворение" грауваккового вещества вулканогенного происхождения (фиг. 37) оказалось крайне типичным для мезо-кайнозойских комплексов осадков как Атлантического, так и Тихого океанов, разрушенных с помощью исследовательского судна "Гломар Челенджер" (материалы рейсов I-V). Однако оно встречается не только в океане, но и среди ископаемых осадков континентального блока. Так, например, по данным Г.И. Бровкова и др., аналогичные породы широко развиты среди девонских и карбоновых граувак некоторых впадин Саяно-Алтайской геосинклинальной области (Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса..., 1967). Интересно, что фигуративные точки состава как океанического, так и материкового крупнообломочного вещества занимают на классификационном треугольнике специфическое "пустое" (Коссовская, 1962) или "не свойственное собственно терригенным породам" (Шутов, 1967) поле.



Фиг. 35. Седиментационно-тектонические (формационные) связи терригенных граувакк с другими типами терригенных накоплений



Фиг. 36. Седиментационно-тектонические (формационные) связи туфовых и пифрогенных граувакк с другими типами обломочных накоплений



Фиг. 37. Седиментационно-тектонические (формационные) связи вулканотерригенных граувакк с другими типами терригенных (граувакковых) накоплений

Комплекс полезных ископаемых, связанных с граувакками вулканогенной группы, широк и многообразен (Дзюценидзе, 1965, 1969; Осадкообразование..., 1968; Зеленов, 1969 и др.).

Третья - фашиально-аутигенная группа характеризуется специфическим рядом внутреннего неравенства:

Глинистые минералы терригенных и вулканогенных обломков	\neq	Глинистые минералы основной массы глин и (или) аргиллитов	\rightarrow	Глинистые минералы цемента песчаников и (или) туфов
------------------------------------------------------------	--------	-----------------------------------------------------------------	---------------	-----------------------------------------------------------

Это неравенство, в правой части которого показана последовательность в улучшении общей окристаллизации глинистых минералов, характеризует инертность крупнообломочного материала и фашиально-аутигенную трансформацию тонкодисперсной взвеси любого состава в контрастных фашиях гумидного и аридного климата.

Разобраны все основные факторы формирования субкарбогенного (подугольного) парагенеза граувакк в гумидных обстановках и салсалагенного (соленолагуниного) - в аридных. Подчеркнуто, что субкарбогенное преобразование гра-

увакк, проходившее в обстановках былых торфяных болот, носит характер кислотной обработки вещества в закрытой системе, чем оно резко отличается от процессов каолинитового выветривания, всегда сопровождающегося последовательным выносом все менее активного вещества.

Совсем иной механизм лежит в основе солоно-лагунной трансформации глинистого вещества граувакк в бассейнах сульфатно-хлоридной стадии осолонения. Длительный контакт глинистой взвеси любого состава с концентрированными водами, содержащими хлориды магния, приводит к трансформационному образованию (через стадию монтмориллонитоподобной фазы) разных типов магнезиального хлорита и метастабильных фаз железистых иллитов, относящихся к политу типу 1M-1Md. Высказана мысль, что данный тип трансформации глинистого вещества граувакк может иметь широкое распространение не только в бассейнах аридного климата, но и в связи с региональным гидротермальным преобразованием вещества, например, в рифтовых зонах в начальные этапы зарождения океанических впадин, где шло интенсивное высачивание горячих рассолов хлоридного состава. Важно подчеркнуть, что описанный тип трансформации является своеобразным путем неограниченной "перекачки" магния из хлоридных растворов в силикатную слоистую структуру первичного глинистого вещества любого исходного состава.

Четвертую, последнюю группу парагенезов составляют породы метаграуваккового состава, возникшие в процессе регионального эпигенеза и метагенеза за счет соответствующей переработки исходных парагенезов граувакк. В работе заново рассмотрен процесс стадийного формирования фаций регионального эпигенеза и метагенеза. В основу положены не формальные семейства терригенных пород, как в ранних схемах с А.Г. Коссовской (Коссовская, Шутов, 1963, 1965), а разработанные типы минеральных парагенезов граувакковых комплексов. По мере увеличения глубины переработки исходных парагенезов пестрота эпигенетических фаций постепенно сокращается и в конечном итоге сводится только к двум фациям метаграуваккового парагенеза, характеризующегося преимущественно калийным и более феррическим составом, наследуемым от исходного вещества граувакковых комплексов (см. фиг. 31). Показано, что уже на стадии метагенетического преобразования намечается общая глубинная гомогенизация пород, сопровождающаяся внутренней перекристаллизацией терригенных и (или) вулканогенных обломков и обеспечивающая для гранулометрического спектра метаграуваккового вещества следующий ряд внутреннего равенства:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Минералы со слоистыми} \\ \text{структурами} \\ \text{в обломках пород} \end{array} \right\} = \left. \begin{array}{l} \text{Минералы со слоистыми} \\ \text{структурами в цементе} \\ \text{песчаников и (или) туфов} \end{array} \right\} = \left. \begin{array}{l} \text{Минералы со слоистыми} \\ \text{структурами в осадочной} \\ \text{массе аргиллитов} \end{array} \right\}$$

В заключение сделана попытка типизировать процессы регионального эпигенеза и метагенеза в соответствии с различными термобарическими условиями, свойственными областям с континентальной корой и корой переходного типа от континента к океану. Выделены три типа регионального эпигенеза и показаны индивидуальные черты постседиментационных процессов, приводящих к сопряжению преобразованных граувакк со специфическими сериями метаморфических фаций.

I тип эпигенеза присущ складчатым областям на континенте с нормальным геотермическим градиентом (10-20 град/км); он характеризуется мощной эпигенетической зональностью, растягивающейся до 20-25 км и смыкающейся далее с сериями метаморфических фаций типа Барроу.

II и III типы эпигенеза свойственны верхним, еще слабо измененным частям разрезов спаренных поясов контрастного метаморфизма, широко развитых среди островных дуг в так называемых активных окраинах континента.

Эпигенез II типа свойствен породам внутреннего пояса, обладающего повышенным геотермическим градиентом (20-40 град/км), обуславливающим ма-

ломощную эпигенетическую зональность, переходящую уже на глубинах порядка 5 км в серию метаморфических фаций типа Абакума.

Эпигенез III типа развит в породах внешнего пояса, характеризующегося низким геотермическим градиентом (< 10 град/км) и высокими давлениями (до 10 кбар), приводящими к формированию специфической лавсонит-глаукофановой минерализации, широко распространенной в низах разреза, относящегося к фациям глаукофанового метаморфизма.

Необходимо подчеркнуть, что все три вновь выделенных типа относятся к категории регионального эпигенеза и метагенеза, зоны которых подобно зонам регионального метаморфизма, хорошо картируются, раскрывая основные черты тектонической структуры региона и устанавливая особенности его геологического развития.

Таким образом, предложенная классификация минеральных парагенезов граувакк предусматривает выяснение не только начальных стадий их формирования (источники сноса, климатическая обстановка, характер вулканизма, его сопряжение с терригенной седиментацией, фациальный характер бассейна, история седиментации, диагназа и др.), но и последующих этапов, связанных с эпигенетическим преобразованием комплексов в разных структурных зонах областей с континентальной корой и корой переходного типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Акрамходжаев А.М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.
- Бабаев Ш.Б. Некоторые литолого-минералогические особенности нижнемеловых отложений Юго-Западного Таджикистана. - Изв. ТаджССР, отд. физ.-техн. и хим. наук, 1964, № 2 (15).
- Бабаев Ш.Б. Эпигенетическая зональность нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. - Докл. АН СССР, 1966, 167, № 4.
- Боголюбова Л.И., Соколова А.А., Юревич А.Л. О превращении монтмориллонита в каолинит при торфообразовании (экспериментальные исследования). - Литол. и полезн. ископ., 1971, № 4.
- Бровков Г.Н. Осадочно-телепирокластические формации - особый тип породных ассоциаций. - Труды Лабор. палеовулканол. Каз.ИМС, 1963, вып. 2.
- Бровков Г.Н. Формации среднего палеозоя Минусинского и Тувинского прогибов. - Геол. и геофиз., 1964, № 5.
- Бровков Г.Н. Вулканизм и осадконакопление в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в позднем докембрии и кембрии. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Бровков Г.Н. Вулканогенные обломочные породы в среднем палеозое прогибов восточной части Саяно-Алтайской складчатой области. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970.
- Бровков Г.Н., Забияка И.Д. Об особенностях состава глинистых пород среднего палеозоя Тувы. - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. "Наука", 1965.
- Бровков Г.Н., Могилев А.Е. К вопросу о классификации терригенных осадочных пород по вещественному составу. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 6.
- Викулова М.Ф., Звягин Б.Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. - Сов. геология, 1965, № 1.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. "Мир", 1969. Граувакки. "Наука", 1972.
- Дзоенидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. "Недра", 1965.
- Дзоенидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. Изд-е 2. "Недра", 1969.
- Дзоенидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. "Недра", 1974.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. "Недра", 1970.
- Еремеев В.В. Вещественный состав и постседиментационные преобразования песчаных пород угленосной формации карбона Восточного склона Урала. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 1.
- Еремеев В.В. Палеогеография и особенности угленосных отложений Среднего Урала. - Труды ГИН АН СССР, 1972; вып. 240.
- Зеленов К.К. Вулканы, как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Казанский Ю.П. Выветривание и его роль в осадконакоплении. "Наука", 1969.
- Казанский Ю.П., Соколова М.Ф. Каолинитовые минералы в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Среднего Приобья. - Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Калайтан М.Г. Петрохимические особенности вулканогенных пород баймак-бурбайской свиты на Южном Урале. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, 86.

- Копелиович А.В. Особенности эпигене-за песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые запасы, с ним связанные. - Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 121.
- Копорулин В.И. Вещественный состав, фации и условия формирования угленосной толщи центральной части Иркутского бассейна. - Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 160.
- Коссовская А.Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глины продуктивной толщи Азербайджана. - Труды ГИН АН СССР, геол. серия, 1954, вып. 153.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного комплекса Виллольской впадины и Западного Верхоянья. - Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенега в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. - Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О корреляции зон регионального эпигенега и метазенега в терригенных и вулканогенных породах. - Докл. АН СССР, 1961, 139, № 3.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенега и метазенега. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О минеральных фациях и задачах регионального эпигенега в терригенных и вулканогенных осадочных породах. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые (по материалам VI Всес. литол. совещания, Тбилиси, 1963). "Наука", 1965.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенега. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенега и их сопряжение с метаморфизмом на материках и океанах. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. "Наука", 1975.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. К истории триоктаэдрических слюд. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород. - Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Александрова В.А. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования. - Литол. и полезн. ископ., 1964, № 2.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А. Глинистые минералы - индикаторы глубинного изменения терригенных пород. - В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, 1963.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Виллольской впадины. - Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 34.
- Криinari Г.А. О возможности использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах. - В кн.: Тезисы докладов Третьего совещания по физическим методам исследования осадочных пород. Александров, 1973.
- Левенштейн М.Л. Новые данные о составе и строении нижнепермских отложений Донецкого бассейна. - В кн.: Материалы по геологии и газоносности нижнепермских отложений Русской платформы. Изд-во Харьковск. ун-та, 1961.
- Лизалек Н.А. Эпигенез и метазенез девонских отложений Южно-Минусинской котловины. - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. "Наука", 1967.
- Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. "Наука", 1967.
- Логвиненко Н.В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., "Наука", 1968.
- Лучицкий И.В. Некоторые вопросы терминологии. - В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Лучицкий И.В. Некоторые вопросы палеовулканической терминологии, диагностики и систематики вулканокластических (пирокластических) пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970.

- Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербСССР, 1969.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). "Наука", 1967.
- Метьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфогенных пород дна океана. "Мир", 1973.
- Милло Г. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Перев. с франц. "Недра", 1968.
- Муравьев В.И. Эпигенетические изменения мезозойских отложений юго-востока Русской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 6.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. - Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наркелю Л.Ф., Юргенсон Г.А. Об источниках рудного материала при образовании месторождений типа медистых песчаников. - Литол. и полезн. ископ., 1968, № 6.
- Никитин К.К. Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. "Наука", 1968.
- Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. "Наука", 1968.
- Пастухова М.В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах Тузтагской соленосной толщи. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Пастухова М.В. К познанию аутигенных силикатных и алмосиликатных минералов в соленосных породах. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 3.
- Перозко Г.Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности. - Докл. АН СССР, 1960, 195, № 5.
- Перозко Г.Н. Вторичные изменения мезозойских отложений центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Постседиментационные преобразования осадочных пород Сибири. "Наука", 1967.
- Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. "Недра", 1967.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. Р-Т схема метаморфических фаций пелитовых пород по экспериментальным данным. - Геохимия, 1968, № 9.
- Пустовалов Л.В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. - Проблемы сов. геологии, 1933, 2, № 1.
- Разумова В.П., Херасков Н.П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Сеидов А.Г. Литология майкопской свиты Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербСССР, 1967.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. "Наука", 1970.
- Сердюченко Д.П. О некоторых типах осадочно-метаморфического минералообразования. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3. Изд-во Львовск. ун-та, 1955.
- Сердюченко Д.П. Соленосные осадочные породы в докембрийских толщах Земли и их скаполитсодержащие метаморфические производные. - В кн.: Доклады сов. геологов на XXIV сессии МГК. Проблема I. Геология докембрия. Л., "Наука", 1972.
- Сидоренко А.В. Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Каракумов). - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розан О.М., Жук-Почечутов К.А., Горбачев О.В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. "Наука", 1972.
- Теодорович Г.И. Осадочные геохимические фации. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, № 1.
- Тернер Ф.Д. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, 1951.
- Тимофеев П.Л., Боголюбова Л.И. Фации и изменение минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба. - Литол. и полезн. ископ., 1971, № 3.
- Тимофеева З.В., Карпова Г.Н. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала. - Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Феофилова А.П. Переход угленосных отложений в соленосные в Западном Донбассе. - Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 140.
- Фролов В.Т. Вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты Южного Урала и вопросы их классификации и номенклатуры. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1970.
- Фролов В.Т., Фролова Т.И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эв-

- геосинклинали Южного Урала. - В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. "Наука", 1965.
- Хворова И.В., Елисева Т.Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н. Некоторые вопросы туфовых накоплений ирендзской свиты. - Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Хотин М.Ю. Литология верхнемеловой эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского мыса и условия ее образования. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Цеховский Ю.Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации Восточного Казахстана. - Труды ГИН АН СССР, 1973, вып. 242.
- Черников О.А. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Саябирской низменности. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Шутов В.Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 1.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников. - Литол. и полезн. ископ., 1967, № 5.
- Шутов В.Д., Долматова Т.В. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе. - В кн.: Труды 2-й Конференции по минералогии и петрографии глины. Прага, 1961.
- Шутов В.Д., Дружинин И.П. О фациальном литологическом контроле в размещении медного оруденения в Джезказгане. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 3.
- Шутов В.Д., Александрова В.А., Лосиевская С.А. Генетическая интерпретация полиморфизма минералов каолиновой группы в осадочных породах. - В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. "Наука", 1966.
- Шутов В.Д., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослуду при региональном эпигенезе. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Юркова Р.М. Опыт изучения постседиментационных изменений песчаников нефтегазоносных горизонтов Северного Сахалина. - Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Allen I.R.L. Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire. - J.Sediment. Petrol., 1962, 32, N 4.
- Andel T.H. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, 42, N 4.
- Andreatta A. G. Uber die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. - Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1954, 4, H. 1-4.
- Bailey E.H., Yrwin W.P., Jones D.L. Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California. - Bull. Calif. Div. Min. Geol. Ferry Building, 1964, N 183.
- Chappell B.W. Volcanic greywackes from the Upper Devonian Baldwin Formation, Tamworth - Barraba district, New South Wales. - J.Geol. Soc. Austral., 1968, 15, N 1.
- Coombs D.S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland New Zealand. - Trans.Roy. Soc. N.Z., 1954, 82.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A. The zeolite facies, with comments of the interpretation of hydrothermal synthesis. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1959, 17, N 1-2.
- Crook K.A.W. Classification of Arenites. - Amer. J.Sci., 1960, N 258.
- Crook K.A.W. Petrology of Parry Group, Upper Devonian - Lower Carboniferous, Tamworth-Nundle District, New South Wales. - J.Sediment. Petrol., 1960, 30, N 4.
- Crook K.A.W. Vein minerals from the Tamrooth and Parry Groups. - Amer. Mineralogist, 1961, 46.
- Crook K.A.W. Burial metamorphic rocks from Tiji. - N.Z.J. Geol. and Geophys., 1963, 6, N 5.
- Dunoyer de Segonzac G. Les minéraux dans la diagenèse passage au metamorphism. - Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine. Strasbourg, 1969, 29.
- Dunoyer de Segonzac G. The transformation of clay minerals during Diagenesis and low-grade metamorphism. - Sedimentology, 1970, N 15.
- Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C. Trace and minor element geochemistry of the Rhyolitic Volcanic Rocks, Central North Island, New Zealand. - Contribs Mineral. and Petrol., 1968, 18.
- Frey M. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. - Sedimentology, 1970, 15, 261-279.
- Füchtbauer H., Goldschmidt G. Die Tonminerale der Lechsteinformation. - Beitr. Mineral. und Petrogr., 1959, N 6.
- Gagny C. Caracteres sédimentologiques et pétrographiques des schistes et

- grauwackes du Culm dans les Vosges Méridionales. – Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, 1962, 15, fasc. 1.
- Grüner I.W. The hydrothermal and alteration of feldspars in acid solutions between 300° and 400°C. – Econ. Geol., 1944, 39.
- Hart R.A. A Model for chemical exchange in the Basalt–Seawater System of Oceanic Layer II. – Canad. J. Earth Sci., 1973, 10, N 6.
- Helmbold R. Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacke. – Beitr. Mineral. und Petrogr., 1952, N 3.
- Honda S. Some finding on zeolite deposits in Tohoku Japan. – Abstracts U.S. – Japan Seminar "The origin and mineralogy of sedimentary zeolites", 1971.
- Hubert J.F., Neal P.F. Mineral composition and dispersal patterns of deep-sea sands in the Western North Atlantic petrologic province. – Bull. Geol. Soc. America, 1967, 78.
- Huckenholz H.G. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Gesteinen der Tanner Grauwacke. – Beitr. Mineral. und Petrogr., 1959, N 6.
- Huckenholz H.G. Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in Arkoses from the Auvergne (France). – J. Sediment. Petrol., 1963, 33, N 4.
- Iijima A., Ueda M. Mineralogical study of sedimentary rocks from Japan. – Abstracts U.S. – Japan Seminar "The origin and mineralogy of sedimentary zeolites", 1971.
- Isomi H., Katada M., Omori E., Omori T. Singular characteristics of chemical composition of the Permian graywacke from the Kiso Mountains, Central Japan. – J. Japan Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geologists, 1966, 55, N 4.
- Joder H.S., Eugster H.P. Synthetic and natural muscovites. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1955, 8.
- Kimbara K., Sudo T. Chlorite clay minerals in tuffaceous sandstones of the Miocene Green Tuff Formation Yamata district, Ishikawa Prefecture. – Japan J. Assoc. Mineral., Petrol., Econ. Geologists, 1973, 68, N 8.
- Kisch H.J. Antracite and meta-antracite coal ranks associated with "an-chimetamorphism" and "very-low-stage" metamorphism. – Proc. Koninkl. Nederl. Acad. wet. Amsterdam, Ser. B, 1974, 77, N 2.
- Kizaki L. Zeolite from the Northern Kanto District. – Abstracts U.S. – Japan Seminar "The origin and mineralogy of sedimentary zeolites", 1971.
- Krynine P.D. The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. – J. Geol., 1948, 56, N 2.
- Lerbekmo J.F. Authigenic montmorillonoid cement in Andesitic sandstones of Central California. – J. Sediment. Petrol., 1957, 27.
- Lippmann F., Savascin M. Mineralogische Untersuchungen an Losungs-rückständen eines Württembergischen Keupergipsvorkommens. – Tschermaks mineral. und petrogr. Mitt., 1969, 13, H.2.
- Lucas I. La transformation des minéraux argileux dans les sédimentations. Etudes sur les argiles du Trias. – Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine, 1962, 23.
- Marrel P. and Brousse R. Sur les Phyllites contenus dans quelques arkoses. – Bull. Soc. Franç. mineral. et. cristallogr., 1959, 82.
- Martini J., Vuagnat M. Presence du facies à zeolites dans la formation des "gres" de Taveyanne. – Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1965, 45, H. 1.
- Mattiat B. Beitrag zur Petrographie der Oberharzer Kulmgrauwacke. – Beitr. Mineral. und Petrogr., 1960, N 7.
- McBride E.F. Flysch and associated beds of the Martinsburg Formation (Ordovician) Central Appalachians. – J. Sediment. Petrol., 1962, 32, N 1.
- McKee E.B. Wide spread occurrence of jadeite, lawsonite and glaucophane in Central California. – Amer. J. Sci., 1962, 260.
- Melson W.G. Basaltic glasses from the deep sea drilling project: chemical characteristics, compositions of alteration products, and fission track "Ages". – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, 54, N 11.
- Middleton G.V. Chemical composition of sandstones. – Bull. Geol. Soc. America, 1960, 71, N 7.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. – J. Petrol., 1961, 2.
- Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – Amer. J. Sci., 1972, 272.
- Nockolds S.R. Average chemical composition of some igneous rocks. – Bull. Geol. Soc. America, 1954, 65.
- Noll W. Über die Bildungsbedingungen von Kaolin, Montmorillonite Serecit, Pyrophyllit und Analcim. – Mineral. und petrogr. Mitt., 1936, 48.
- Otalora G. Zeolites and related minerals in Cretaceous Rocks of East-Central Puerto-Rico. – Amer. J. Sci., 1964, 262.
- Peckham G.H., Crook K.A.W. The principle of diagenetic facies and some

- of its implications. – J.Geol., 1960, 68.
- Pettijohn F.I. Chemical composition of sandstones – excluding carbonate and volcanic sands. – U.S.Geol. Surv. Profess. Paper, 1963.
- Potter P., Siever R. Sources of basal Pennsylvanian sediments in the Eastern Interior basin. Some methodological implications. – J. Geol., 1956, 64, N 4, 5.
- Quaide W. Clay minerals from the Ventura Basin, California. – J.Sediment. Petrol., 1957, 27, N 3.
- Raam A. Petrology and diagenesis of Broughton Sandstone (Permian) Kiama district, New South Wales. – J.Sediment. Petrol., 1968, 38, N 2.
- Shutov V.D., Katz M.Ja., Dritz V.A., Sokolova A.L., Kazakov G.A. Crystalline heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and post-sedimentary changes. – Proc. 1972. Internat. Clay Conf. Madrid, 1972.
- Stadler G. Die Kaolin-Kohlesteinsteine aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlebergwerke Ibbenbüren und ihre Bedeutung für die Karbonstratigraphie Nordwestdeutschlands. – Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1971, 18, 79–100.
- Stringham B. Fields of formation of some common hydrothermal alteration minerals. – Econ. Geol., 1952, 47.
- Taylor S.R. Trace element abundances in andesites. – Bull. Volcanol., 1966, N 29.
- Thompson G.A. A geochemical study of the low-temperature interaction of sea water and oceanic igneous rocks. – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, 54, N 11.
- Utada M. Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene Pyroclastic Rocks in Japan. – Sci. Papers Coll. Gen. Ed. Univ. Tokyo, 1970, 20.
- Williams H., Turner F.J., Gilbert Ch. M. Petrography. San Francisco, 1954.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-----------------------	---

ВВЕДЕНИЕ	5
--------------------	---

Глава I

ГРУППА ТЕРРИГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Петрогенные комплексы	8
Терригенная часть гранулометрического спектра	-
Тонкодисперсные минералы гранулометрического спектра	17
Геологическое распространение парагенеза	21
Литокластогенные комплексы	-
Терригенная часть гранулометрического спектра	-
Тонкодисперсное вещество гранулометрического спектра	27
Геологическое распространение парагенеза	29
Апосапрогенные комплексы	30
Терригенная часть гранулометрического спектра	-
Тонкодисперсное вещество гранулометрического спектра	35
Геологическое распространение парагенеза	38

Глава II

ГРУППА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Вулкано-терригенные комплексы	39
Терригенно-обломочная часть гранулометрического спектра	40
Аутигенная часть гранулометрического спектра	42
Геологическое распространение парагенеза	46
Туфогенные и тефрогенные комплексы	-
Обломочная (лито-витрокристаллокластическая) часть гранулометрического спектра	-
Аутигенная часть гранулометрического спектра	51
Геологическое распространение парагенеза	53

Глава III

ФАЦИАЛЬНО-АУТИГЕННАЯ ГРУППА ПАРАГЕНЕЗОВ

Субкарбоненный (гумидный) комплекс	54
Угленосная формация Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба	55
Угленосная формация Карагадинского бассейна	59
Угленосная формация Печорского бассейна	-
Геологическое распространение парагенеза	62
Салсалагенный (аридный) комплекс	63
Солено-лагунный комплекс Оренбургского Приуралья	-
Солено-лагунный комплекс Западного Донбасса	66
Геологическое распространение парагенеза	81

Глава IV

ГРУППА МЕТАГЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Фашии регионального эпигенеза и метагенеза	82
Фашии регионального эпигенеза и метагенеза	85

Фация кварц-каолинитовая (глубинный эпигенез)	85
Фация кварц (диксит)-пирофиллитовая (ранний и поздний метабенез)	-
Фация кварц-гидрослюдистая (глубинный эпигенез)	86
Фация гидрослюдисто-хлоритовая (глубинный эпигенез)	87
Фация серицит-хлоритовая (ранний метабенез)	-
Фация ломонитовая (глубинный эпигенез)	83
Фация магнизиально-хлоритовая (глубинный эпигенез)	89
Фация пренит-пумпеллит-серицит (фенгит)-хлоритовая (ранний метабенез)	-
Фация эпидот-мусковит-хлорит-стильномелановая (поздний метабенез)	90
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ	 94
 ЛИТЕРАТУРА	 101

CONTENTS

FOREWORD	3
INTRODUCTION	5
Chapter I	
THE GROUP OF TERRIGENOUS PARAGENESES	
Petrogenic complexes	8
The terrigenous part of the granulometric spectrum	-
Fine-dispersed minerals of the granulometric spectrum	17
Geological distribution of the paragenesis	21
Lithoclastogenic complexes	-
The terrigenous part of the granulometric spectrum	-
Fine-dispersed matter of the granulometric spectrum	27
Geological distribution of the paragenesis	29
Aposaprogenic complexes	30
The terrigenous part of the granulometric spectrum	-
Fine-dispersed matter of the granulometric spectrum	35
Geological distribution of the paragenesis	38
Chapter II	
THE GROUP OF VOLCANOGENIC PARAGENESES	
Volcano-terrigenous complexes	39
The terrigene-detrital part of the granulometric spectrum	40
The authigenic part of the granulometric spectrum	42
Geological distribution of the paragenesis	46
Tufogenic and tephrogenic complexes	-
The detrital (litho-vitro-crystalloclastic) part of the granulometric spectrum	-
The authigenic part of the granulometric spectrum	51
Geological distribution of the parageneses	53
Chapter III	
FACIAL-AUTHIGENIC GROUP OF THE PARAGENESES	
Subcarbogenic (humid) complex	54
Coal-bearing formation of the Vilyui basin and Verkhoyansk depression	55
Coal-bearing formation of the Karaganda basin	59
Coal-bearing formation of the Pechora basin	-
Geological distribution of the paragenesis	62
Salsalagenic (arid) complex	63
Saline-lagoon complex of the Orenburg Priuralie	-
Saline-lagoon complex of the western part of the Donets Basin	66
Geological distribution of the paragenesis	81
Chapter IV	
THE GROUP OF THE METAGENIC PARAGENESES	
Facies of the regional epigenesis and metagenesis	85
Quartz-kaolinite facies (deep epigenesis)	-

Quartz (dickite)–perophyllite facies (early and late metagenesis)	85
Quartz–hydromicaceous facies (deep epigenesis)	86
Hydromica–chlorite facies (deep epigenesis)	87
Sericite–chlorite facies (early metagenesis)	–
Laumontite facies (deep epigenesis)	88
Magnesian–chlorite facies (deep epigenesis)	89
Prehnite–pumpellyite–sericite (fingite)–chlorite facies (early metagenesis)	–
Epidote–muscovite–chlorite–stilpnomelane facies (late metagenesis)	90
CONCLUSION	94
BIBLIOGRAPHY	100

Всеволод Дмитриевич Шутов

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ
ГРАУВАККОВЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Труды ГИН, вып. 278

**Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом**

**Редактор издательства Т.А. Николаева
Художник Н.П. Фролов
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Н.А. Посканина**

Подписано к печати 13/VIII-1975 г.
Т-14908, Усл.печ. 9,8. Уч.-изд. 9,0
Формат 70 x 108 $\frac{1}{16}$. Бумага офсет. №1
Тираж 750 экз. Тип. зак. 446.
Цена 90 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Исправление к стр.11

Таблицы к фиг.1 следует смотреть на стр.57, на
стр.11 даны табл. к фиг.13.

зак.446 Шутов

90 коп.