

И. Х. ПЕТРОСОВ

ГЛИНИСТЫЕ  
ПОРОДЫ  
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ  
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

# ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԿԱՎԱՑԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

ԿԱՎԱԳՈՅԱՑՈՒՄԸ  
ԳԵՈՄԻՆԿԻՆԱԼՆԵՐԻ ՆԵՐՔԻՆ ՄԱՐԶԵՐՈՒՄ



АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

И. Х. ПЕТРОСОВ

2

# ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ АРМЯНСКОЙ ССР

ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ ВО ВНУТРЕННИХ ОБЛАСТЯХ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

4097

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР  
ЕРЕВАН

1983



ББК 26. 3

П 305

Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор

член-корреспондент АН УзССР А. Г. Бабаев

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:

д-р геол.-минералогических наук А. Г. Сеидов,

канд. геол.-минералогических наук А. А. Садоян

Петросов И. Х.

П 305 Глинистые породы Армянской ССР (глинообразование во внутренних областях геосинклиналей) /Отв. ред. А. Г. Бабаев. Ер.: Изд-во АН АрмССР, 1983. - 322 с.

Представлены итоги изучения глинистых пород доантропогенного возраста, размещенных в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях на территории Армянской ССР. Показана принципиальная возможность воссоздания типовых моделей глинообразования для родственных геологических макроструктур. Рассматриваются, в частности, особенности эволюции глинистого вещества во времени, эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного глинообразования, факторы, контролирующие глинообразование на разных этапах развития региона, характер сопряженности процессов формирования глин и ассоциирующих с ними цеолитов, кремнистых образований и другие вопросы.

Рассчитана на геологов, занимающихся изучением литологии, минералогии, геохимии, неметаллических полезных ископаемых.

П 1904010000 70 - 83  
703(.02)-83

ББК 26.3  
552

© Издательство АН Армянской ССР, 1983.

## В В Е Д Е Н И Е

За последние годы в геологии глин достигнуты значительные успехи. Особо следует отметить достижения в области генетической минералогии, развиваемой на кристаллохимическом уровне. Менее ощутимы успехи в региональной геологии глин, что отчасти объясняется отсутствием детально разработанных природных моделей глинообразования, которые могли бы выявить новые, чисто геологические критерии оценки глинистых объектов.

В настоящее время геология глин развивается в нескольких основных направлениях:

1) геологическая история отдельных групп глинистых минералов на кристаллохимическом уровне (Викулова, Звягин, 1963; Влодарская, Носов, 1973; Дьяконов, 1964; Зхус, 1964; Коссовская, 1966; Коссовская, Шутов, Дриц, 1964; Куковский, 1973; Логвиненко, 1968; Муравьев, 1971; Ратеев, 1964; Чухров, 1966; Шутов, 1966; Brown, 1965; Grim, 1958; Hayes, 1970; Lucas 1968; Mac Evan, 1975; Sudo, 1967; Velde, 1963; Weaver, 1973);

2) вещественный состав и генезис глинистых пород различных регионов (Акульшина, 1971; Ализаде, 1966; Верзилин, 1968; Викулова, 1957; Зхус, 1969; Ерошев-Шак, 1967; Карпова, 1974; Коссовская, 1962; Коссовская, Шутов, 1965; Котельников, 1965; Логвиненко, 1968; Муравьев, 1964; Петров, 1948; Петросов, 1961; Ратеев, 1964; Русько, 1958; Саркисян, 1958; Сеидов, 1968; Ушатинский, 1970; Azuma, 1974; Millot, 1966; Murray, Sayuab, 1955; Rosenfeld, 1956; Tank, 1972);

3) глинистые минералы в основных петрографических семействах пород и корах выветривания (Бушинский, 1956; Гинзбург, 1953; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Коссовская, 1963; Никитина, 1968; Петров, 1958; Тажибаева, 1970; Шутов, 1972; Bardossy, 1962; Chosha. o., 1962; Lijima, 1961; Keller, 1968);

4) месторождения глин (Закиров, 1972; Кирсанов, 1969; Мачабели, 1965; Мерабишвили, 1960; Петров, 1970; Петросов, 1970; Ратеев, 1972);

5) специальные физико-химические и экспериментальные исследования (Зхус, 1966; Клубова, 1971; Франк-Каменецкий, 1971; Carrol, Starkey, 1971; Hawkins, Roy, 1963; Ioder, Eugster, 1955; Smith, 1956; Velde, 1965).

Эти направления сформировались в соответствии с требованиями практики и логикой развития науки о глинах. В дальнейших исследованиях, по мнению автора, особое внимание следует уделить вопросам

региональной геологии глин, в частности разработке природных моделей глинообразования для различных типов геосинклиналей, платформ, краевых прогибов и т.п. В конечном итоге геология и минералогия глин призваны выяснить значение глинистого вещества в истории формирования земной коры и, в частности, — его роль в цикле литогенез-метаморфизм. Достижение этой цели немыслимо без установления крупных генетических полей глинистого вещества в земной коре и воссоздания природных моделей глинообразования соответствующего ранга. Работы по региональной геологии глин все еще не ориентированы на воссоздание таких моделей: глинообразование рассматривается не на всех этапах развития крупных элементов земной коры. Эти работы, сами по себе весьма ценные для науки и практики, подчинены главным образом выяснению особенностей формирования и изменения глинистого вещества в древних и современных бассейнах, сравнительному изучению океанического и континентального глинообразования, исследованию состава и генезиса глин в различных (иногда однотипных, но территориально разобщенных) формациях и т.д.

Основная же часть работ по глинам посвящена либо узкоспециальным вопросам (глинистые минералы в различных природных и искусственных средах), либо объектам незначительного масштаба (толщи ограниченного стратиграфического объема и т.п.). Разумеется, исследования такого рода также необходимы, однако носят они фрагментарный характер, — в том смысле, что не определяют глинообразование как единый процесс, развивающийся на протяжении зарождения и консолидации крупных геологических структур. Иначе говоря, они выявляют далеко не все особенности этого процесса, что исключает возможность воссоздания природных моделей глинообразования. Кроме того, отсутствие масштабности не позволяет рассматривать генетические вопросы исторически и в связи с фундаментальными понятиями геологии (формации, элементы земной коры, этапность развития). Между тем, именно такой подход представляет наибольшую возможность для научного прогнозирования, что является одним из основных задач изучения глин (как и других объектов) в аспекте генетической минералогии. Вообще прогнозирование, очевидно, есть единственный способ оценки выявленной информации (Амстердамский, 1967). С другой стороны, степень объективности прогнозирования зависит от представительности и емкости информации. Но уже сам механизм познания вынуждает исследователя выделить объект из системы многочисленных природных связей и описать его на основе ограниченного количества признаков. Естественно, что критериев для предвидения окажется значительно меньше, если объект рассматривать в замкнутой системе (толща, свита и т.п.), а не в геоисторическом аспекте. Отсюда следует, что региональные исследования глин целесообразно проводить на основе таких фундаментальных понятий геологии, которые позволяют воссоздавать типовые природные модели глинообразования. В свою очередь, такие модели могут стать основой для максимально объективного прогнозирования.

Глинообразование является одним из геологических актов в истории развития крупных участков земной коры (геосинклиналей, плат-

форм и т.п.), глинистые же породы представляют собой вполне определенный уровень организации слагающего их вещества. Особенностью развития сходных по характеру геотектонических единиц является наличие общих, эмпирически установленных и более или менее строгих закономерностей. При формировании геосинклиналей, например, общим является (кроме других признаков) наличие закономерно сменяющихся этапов развития, в результате завершения которых образуются определенные парагенезы пород – формации геосинклинального типа.

Из сказанного, по мнению автора, следует, что:

- 1) глинообразование целесообразно рассматривать в геоисторическом аспекте;
- 2) крупные геоструктуры, характеризующиеся общими признаками развития и сходными рядами формаций, должны иметь и общую формализованную модель глинообразования, которая будет обретать реальный геологический смысл по мере изучения глин в пределах аналогичных структур;
- 3) при воссоздании природных моделей глинообразования в качестве элементарного объекта (модуля) исследования следует рассматривать геологическую формацию, в качестве представительного – структурно-формационную зону<sup>x</sup>.

Таким образом, исследование особенностей глинообразования в пределах крупных геотектонических единиц целесообразно подчинить схеме: формация – элемент структуры – этап развития<sup>xx</sup>. С методологической точки зрения эту схему, вероятно, можно квалифицировать как структурно-формационный принцип исследования глинистых пород крупных регионов. Учитывая масштабность и непрерывность процесса, он позволяет рассматривать глинообразование как неотъемлемую часть истории геологического развития региона, а не эпизод в этой истории, что было бы неизбежно при изучении стратиграфически ограниченных или тектонически разобщенных объектов. Нужно отметить, что даже детальные исследования в известном смысле теряют информационную ценность, если касаются локальных объектов и, наоборот, они приобретают важнейшее значение, когда подчинены выяснению эволюции глинистого вещества в связи с этапностью развития различных элементов земной коры. В этом случае получают более объективную оценку и генетические вопросы, поскольку они будут решаться в конкретном приложении к природным моделям глинообразования для различных типов геологических макроструктур. Иначе говоря, такие модели могли бы корректировать

<sup>x</sup> Формация понимается как сближенные по возрасту ассоциации пород, объединенные генетической или парагенетической связью и образующие крупное и относительно "изотропное" геологическое тело, которое ограничено значительными перерывами и отражает определенный этап тектонического развития региона.

<sup>xx</sup> Отчетливо формационный подход к изучению глин имеется в книгах А. Г. Коссовской (1962) и Г. В. Карповой (1974), однако принцип здесь иной – сравнительный анализ формаций различных регионов.

результаты исследования, которые иногда мыслятся многозначно или носят характер субъективных мнений. Хотя уже известно, что в природе существуют аллотигенные, аутигенные и другие генетические группы глинистых минералов, однако все еще недостаточно ясно — рдинаковую ли информацию они содержат в пределах различных типов геоструктур. Для однозначного ответа на этот вопрос необходимо проследить эволюцию глинистого вещества на фоне развития самих структур. Это позволит не только разработать модель глинообразования для данного региона, но и более уверенно пользоваться глинистыми минералами при реконструкции палеогеографии и физико-химических условий седиментации.

Автор представляет сложность разработки генетических моделей глинообразования для крупных регионов; решение этой задачи предполагает проведение громадного объема работ — полевых и аналитических. Однако разработка моделей такого масштаба, являющаяся конечной целью исследования, может осуществляться поэтапно, что следует из самой сути структурно-формационного метода. Пользуясь схемой тектонического районирования, можно выделить в качестве объектов исследования структурно-формационные комплексы, отражающие определенный этап развития региона и отличающиеся специфическими чертами строения и набором формаций. Структуры эти могут быть разного порядка, но в любом случае исследованием должны быть охвачены все слагающие их формации (речь идет, разумеется, о тех, которые содержат глинистые породы).

При изучении глин геосинклинальных областей целесообразно выделить (как объекты и этапы исследования) структурно-формационные комплексы ранней и поздней геосинклинальной и орогенной стадий развития. В пределах Малого Кавказа на территории Армянской ССР такими структурно-формационными комплексами являются Приараксинская зона развития палеозойских и триасовых формаций субплатформенного типа, Сомхето-Кафанская зона распространения юрских и меловых формаций геосинклинального типа и складчатая зона Армении — область преимущественного развития флишевых и молассовых формаций. Можно ожидать, что генетические природные модели глинообразования будут более или менее универсальными для аналогичных по масштабу и характеру геотектонических единиц. Иначе говоря, при сравнительной оценке особенностей глинообразования в пределах таких регионов они должны содержать вполне сопоставимую информацию. В частности, модель для территории Армянской ССР может быть приложима ко всему Малому Кавказу и к другим областям внутренних зон геосинклиналей.

Таким образом, центральная идея работы может быть сформулирована в следующих основных тезисах:

1) одной из современных задач в геологии глин является разработка природных генетических моделей глинообразования для различных типов крупных геологических структур, отличающихся определенной продолжительностью развития, специфическими чертами строения и набором формаций;

2) генетическая модель глинообразования понимается как сово-

купность признаков (геологических, геохимических, палеогеографических), определяющих механизм формирования глинистого вещества на всех этапах тектонической эволюции региона;

3) аналогичные по типу и масштабу геотектонические единицы (регионы) со сходными рядами формаций должны обладать и общими признаками, определяющими механизм образования глинистых пород и минералов; иначе говоря, они должны иметь и общую природную модель глинообразования;

4) глинообразование представляется как непрерывный процесс (не только осадочный), развивающийся на протяжении зарождения, эволюции и консолидации крупных элементов земной коры, следовательно, как неотъемлемая часть истории их геологического развития;

5) для разработки природных моделей глинообразования структурно-формационный принцип представляется наиболее рациональным; при этом в качестве элементарных объектов исследования целесообразно рассматривать геологические формации, в качестве представительных — структурно-формационные комплексы (а не свиты, толщи, районы распространения глин и т.п.).

В соответствии с изложенным, автор ставил себе целью:

1) на примере глин осадочных и вулканогенно-осадочных формаций территории Армянской ССР выяснить особенности глинообразования и эволюции глинистого вещества в пределах внутренних зон геосинклиналей с блоковым строением фундамента, другими словами, — воссоздать природную модель глинообразования для данного типа регионов;

2) выяснить роль глинистых минералов как критериев оценки геологической обстановки, а также факторов, контролирующих механизм глинообразования в различные этапы развития региона;

3) разработать генетическую классификацию глинистых пород и минералов;

4) выяснить характер сопряженности процессов формирования глинистого вещества и пространственно связанных с ним неглинистых образований;

5) оценить глинистые породы как полезные ископаемые с точки зрения их вещественного состава и выявить прогнозные критерии поисков промышленных типов глин на территории Армянской ССР.

Предлагаемая работа подводит итоги двадцатипятилетних исследований. Автор считает своим долгом отметить, что на протяжении всего этого времени ему помогали многие сотрудники, коллеги и лаборатории. Автор чтит память А. И. Месропяна — инициатора систематического изучения глинистых пород в Армении, а также Н. Р. Азаряна, Р. А. Аракеляна, В. Т. Акопяна, И. Д. Зхуса, В. Д. Шутова, помогавшим автору своими советами. Рентгеновские анализы проводились в Иркутском университете и в ГИН-е АН СССР под руководством В. А. Дрица, во ВСЕГЕИ Ю. С. Дьяконовым, в ИГиРГИ Ю.М. Королевым, в ИГН Армянской ССР Э.Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой. Электронно-микроскопические и электронографические анализы выполнены во ВСЕГЕИ В. А. Шитовым и другими под руководством Б. Б. Звягина, в ИГН АН Армянской ССР Р. Г. Мхитаряном, снимки на сканирующем микроскопе сделаны в ГИН-е АН СССР С. С. Степа-

новым. Силикатный, спектральный, гранулометрический (с разделением пород на минеральные фракции) и специальные химические анализы (определение форм железа, серы, хлора, Сорг и др.) выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН Армянской ССР под руководством Г. З. Атанесян, О. А. Бозояна, Э. А. Кюрегян, Г. М. Мкртчяна. Повседневную техническую помощь автору оказывали инженер центральной аналитической лаборатории ИГН АН Армянской ССР Р. О. Бабаян и старшая лаборантка Н. Н. Шлотова. Шлифы вулканогенных пород мелового возраста описаны А. Х. Мнацаканян и Л. С. Чолахян, иммерсионный анализ 55 образцов различных осадочных пород выполнен Г. Б. Нисанян. Часть каменного материала по палеогену Еревано-Вединской и Севано-Ширакской зон передала автору В. П. Асратян, О. А. Саркисян, А. А. Садоян. В разное время автор пользовался советами В. А. Дрица, Б. Б. Звягина, А. Г. Коссовской, К. Н. Перфенгольца, В. П. Петрова, М. А. Ратеева, А. Г. Сеидова.

Всем указанным лицам автор выражает глубокую признательность. Особую благодарность автор выражает члену-корреспонденту АН УзССР А. Г. Бабаеву, взявшему на себя труд научного редактора предлагаемой книги.

## Глава 1

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Методическая часть работы включает вопросы общего и специального характера. Содержание общеметодических вопросов определяется проблематикой работы и оценкой глинистых пород как природных объектов. Специальные вопросы непосредственно связаны с методами исследования вещественного состава глинистых пород.

Автор руководствовался следующими общими методическими положениями.

1. Крупные геотектонические зоны со свойственной им тенденцией развития (геосинклинали, платформы и т.д.) характеризуются специфическими рядами формаций, которые являются вещественным выражением этапов тектонической эволюции региона. Следовательно, можно думать, что такие регионы должны иметь и общие признаки, определяющие формирование глинистых пород и минералов, поскольку глинообразование является одним из аспектов геологической истории их развития. Иначе говоря, сходные по характеру геотектонические единицы должны иметь и общие природные модели глинообразования, воссоздание которых представляется одной из очередных задач в исследовании глинистых пород.

2. Глинистые породы отражают определенный уровень организации вещества; глинистые и неглинистые минералы, другие составные части глин образуют природный и относительно устойчивый парагенезис, возникший в определенной геологической, геохимической и палеогеографической среде.

Нужно подчеркнуть, что такие свойства глин как способность к произвольному расширению объема, обмену катионами со средой без разрушения внутренней структуры и другие — делают их вполне индивидуальными природными образованиями. Если построить гипотетическую иерархию горных пород по степени их близости к живому веществу, то глины, несомненно, окажутся на вершине пирамиды. Таким образом, и по своим свойствам и как геологические объекты они представляют собой особый тип организации вещества, что и позволяет говорить о природной модели именно на уровне глин. Разумеется, такая модель будет полнее, если параллельно изучить и глинистое вещество в ассоциирующих с глинами породах (аналогично тому, как представление о магматическом процессе будет полнее, если наряду с интрузиями изучить также даечный комплекс и вулканиты). Однако

это уже другая, и вполне самостоятельная, задача, которая в данной работе проделана для узловых формаций каждого этапа развития региона (субплатформенного, ранне- и позднегеосинклинального, орогенного).

3. При изучении глинистых пород крупных регионов целесообразно объекты исследования разделить на представительные и элементарные. К первым мы относим структурно-формационные зоны и расположенные внутри них положительные и отрицательные единицы (антиклинории, синклинории и т.д.); элементарными объектами исследования в этом случае должны быть слагающие их формации.

4. С целью воссоздания природных моделей глинообразования необходимо изучить глинистые породы в составе всех формаций — независимо от масштаба структуры, которую они слагают.

5. Следует охватить исследованием не только глинистые минералы, но и другие компоненты глин, а также иметь максимальную информацию об ассоциирующих с ними породах.

При изучении глинистых пород крупных регионов неизбежно возникает вопрос о системе описания материала. Это обстоятельство, на первый взгляд несущественное, в конечном итоге перерастает в важную методическую задачу, решение которой связано с проблематикой работы. В общем случае, как кажется автору, следует выбрать такую систему, которая бы подчеркивала эволюционный подход к изучению глинистых пород. В работе материал излагается по схеме: этап развития — элемент структуры — формация.

Не менее важным является вопрос о выборе представительных разрезов и образцов. Естественно, что опробовать глины исключительно всех обнажений практически невозможно, да и не целесообразно (в частности, для цели, которую преследовал автор). Следовательно, речь идет о полноте (представительности) отобранного материала, что в конечном итоге определяет степень достоверности результатов исследования. При выборе разрезов автор руководствовался прежде всего насыщенностью их глинистым веществом, поскольку в теле формации оно иногда распределено неравномерно. Основные разрезы составлялись там, где более всего распространены характерные для данной формации глины. Опыт, однако, показал, что такие реперные разрезы, хотя и характеризуют в целом глины данной формации, но иногда недостаточны для полного представления о них. Поэтому в дальнейшем выбирались также разрезы, которые отличались от реперных парагенезом пород. Особое внимание при этом уделялось появлению в разрезе вулканогенного компонента. Такие разрезы, как правило, пространственно разобщены от реперных, поэтому разновозрастные глины отбирались из разных структурно-формационных зон. В совокупности основные и дополнительные разрезы достаточно полно характеризуют глины каждой формации на всем ее протяжении.

Образцы отбирались из каждого прослоя глины при составлении послойного разреза. В тех (относительно редких) случаях, когда глины слагали мощные и однородные пачки, образцы отбирались через каждые 2—3 метра.

После петрографического описания шлифов и термического анализа почти всех образцов, последние группировались по общим признакам, затем представители этих групп подвергались детальному (комплексному) исследованию. Полевые наблюдения, описание шлифов, термический анализ - необходимые предварительные процедуры при отборе образцов, достаточно полно характеризующих изменчивость вещественного состава глин в разрезе и на площади распространения формации.

Обработка образцов проводилась с целью дезинтеграции породы на минеральные и гранулярные фракции и раздельного их исследования. Тщательность обработки глинистых пород в той или иной степени отражаются на результатах исключительно всех методов минералогического анализа.

В работе использован метод упрощенного отмучивания, предложенный М. Ф. Викуловой (1957).

Карбонатные глины предварительно обрабатывались слабой кислотой (1-2% HCl) без нагревания, после чего осадок промывался от хлора. Выделенные фракции (<0,001 мм; 0,001-0,01 мм, 0,01-0,1 мм и 0,1-0,25 мм) достаточно полно характеризуют гранулометрию и минеральный состав глин. Другие характеристики (формы железа, органическое вещество, малые элементы и пр.) определялись на необработанных образцах.

Указанный метод позволяет одновременно с основными работами проводить микроскопические и другие исследования.

Рентгеновский анализ был главным методом диагностики и количественной оценки глинистых минералов. Дифрактограммы и дебаеграммы получены на установках ДРОН-2, УРС-504, на отфильтрованном  $\text{CuK}\alpha$  -излучении. Исследовались ориентированные агрегаты, приготовленные из глинистой фракции путем осаждения частиц из водной суспензии на стеклянные пластинки. Препараты подвергались анализу в естественном состоянии, после химической и термической обработки. Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности определялись главным образом на основе анализа рефлексов 001 и 060.

Термический анализ использован в качестве массового метода определения глинистых минералов, степени их гидратации, а также термической характеристики других компонентов породы. Анализу подвергались все образцы, затем по термограммам наиболее характерные из них отбирались для детального исследования. Записывались термограммы глинистой фракции и недезинтегрированной породы. Дифференциальные кривые нагревания получены на установках ФПК-55, УТА-1, ТУ-1, дериватографе МОМ-1500.

Электронно-микроскопический анализ применялся в основном для характеристики морфологии минеральных частиц (метод суспензий) и микротекстур поверхности свежих сколов (метод реплик). При анализе на просвет капля суспензии наносилась на сетку с подложкой и просматривалась под микроскопом. Реплики готовились следующим способом: на свежий скол образца наносились капли раствора коллодия в амилацетате, образец выдерживался в воде для размягчения, затем пленка коллодия отделялась, промывалась плавиковой кислотой и водой, после чего помещалась под вакуумный колокол на-

пылителя. Напыление производилось углем под углом  $35^\circ$ , тремя импульсами, при силе тока до 40 ампер. После напыления пленка коллодия растворялась в ацетоне, угольная реплика вылавливалась на сетки и просматривалась под электронным микроскопом. Напыление производилось при помощи прибора ЭВН-2.

Снимки песчаников получены на сканирующем микроскопе Stereascan -600 при ускоряющем напряжении 25 кв. Образцы напылялись тонким слоем углерода и золота. Общая толщина пленки не превышала  $200 \text{ \AA}$ . Проводящая пленка напылялась для снятия электростатического заряда с непроводящих образцов.

Электрографический анализ применялся с целью определения параметров элементарной ячейки глинистых минералов и их модификаций. Электронограммы получены на приборе ЭМ-4 описанным выше методом суспензий. Разница заключалась в том, что капля суспензии наносилась не на сетку, а на специальные шайбочки с подложкой.

Оптические исследования (иммерсионный анализ, петрография) проводились с целью изучения структур и текстур глинистых пород и их минерального состава. Оптическая микроскопия остается одним из наиболее важных методов изучения глинистых пород и единственным методом исследования глин в их природном состоянии.

Химический анализ проводился с целью выяснения геохимических условий образования глин (водные и солянокислые вытяжки, определение аутигенных форм железа, серы хлора, органического вещества), а также особенностей распределения породообразующих элементов в глинистых породах разного возраста и состава (полный силикатный анализ).

Спектральный анализ применялся с целью изучения малых и редких элементов в глинах различного генетического типа и возраста. Определение содержания элементов проводилось приближенно-количественным и количественным методом. Средние содержания элементов выведены методом вариационной статистики. По содержанию каждого элемента все пробы разбивались на классы с соответствующим классовым промежутком, который должен быть выше предела чувствительности анализа для данного элемента. Затем для каждого класса выводились среднеарифметические значения и строились вариационные кривые, - в системе, где на оси ординат откладывалась частота встречаемости проб, а на оси абсцисс - содержания, соответствующие классовому промежутку. Перпендикуляр, опущенный с точки максимум этой кривой на горизонтальную ось характеризует модальную величину, которая в общем случае не должна значительно отклоняться от среднеарифметической. Для примера приведем расчеты среднего содержания меди в бентонитовых глинах Саригюхского месторождения.

Содержание меди в 40 образцах колеблется в пределах от 0,01 до 0,001 процента. По содержанию меди все пробы подразделяются на три класса. Разделив 40 проб на это число, определим классовый промежуток из отношения:  $\frac{0,01-0,001}{3} = 0,003$ . В первый класс войдут пробы с содержанием меди от 0,001 до 0,004, во второй - от 0,004 до 0,007 и в третий - от 0,007 до 0,01. Далее строится вариационный

## Виды и объем аналитических исследований

Вид анализа	Количество исследованных образцов
Петрографический (шлифы)	1600
Минералогический (иммерсионный метод)	2000
Термический	1600
Рентгеновский	600
Электроннографический	250
Электронно-микроскопический	250
Стереосканирование	30
Химический (полный силикатный и др.)	450
Спектральный	2000
Гранулометрический	2000

ряд, разбитый на классы с соответствующим классовым промежутком.

Получим:

(V)	0,025	0,0055	0,0085
(P)	20	15	5

V - среднее содержание меди по классам или средние значения вариант. P - количество проб в данном классе или частоты классов. Средняя величина (M) вариант вычисляется по формуле  $M = \frac{\sum (VP)}{n}$  где  $\sum (VP)$  - сумма произведений частот (p) на отвечающие им значения (V) классов, n - количество всех вариант. По указанным данным строится вариационная кривая и находится модальная величина.

Дисперсия (D) и среднеквадратическое отклонение ( $\theta$ ) определялись согласно "правилу трех сигм":

$$\theta = \frac{X_{\max} - M}{3} \quad \text{и} \quad D = \theta^2$$

В пределах  $M - \theta$  и  $M + \theta$  размещается 68,27% всех значений рассматриваемых случайных величин; на отрезке  $M - 2\theta$  и  $M + 2\theta$  - 95,45%, а на отрезке  $M - 3\theta$  и  $M + 3\theta$  уже 99,73%. За трехсигмовые пре-

дела выходит лишь 0,27% всех значений и, следовательно, величина  $M_{+2}$  вполне достаточна для характеристики объекта.

Основная часть аналитического материала (химические и спектральные анализы) обработана на ЭВМ ЕС-1020. Использован язык программирования P1/1, реализован метод прямого счета. Процесс расчета был разбит на подпрограммы, связанные с последовательным вычислением среднеарифметического, математического ожидания, дисперсии и среднеквадратического отклонения. Почти стопроцентное совпадение среднеарифметического значения с математическим ожиданием свидетельствует о нормальном законе распределения случайных величин в рамках одного объекта (формации). Поэтому, а также с целью избежать громоздких таблиц, в последних приводятся среднеарифметические и модальные значения, количество анализов, пределы колебания случайных величин, кларки в родственных породах.

В основу настоящей работы легли результаты исследования более 2300 образцов.

Выполненный объем аналитических работ приводится в табл. 1. В заключение следует отметить, что в книге отражен далеко не весь аналитический и фактический материал, в частности опущены разрезы, диаграммы, фотоснимки, дифрактограммы, электронограммы и т.д.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

4097

Территория Армянской ССР занимает небольшую часть Армянского нагорья, расположенного между Малоазиатским (Анатолийским) и Иранским плоскогорьями, в пределах среднего течения рек Кура и Аракс. Она охватывает северную оконечность Анатолийско-Иранского межгорного прогиба, часть Малого Кавказа и входит в систему внутренних структур Альпийской геосинклинали. Район исследования представляет собой сложный мегантиклинорий и состоит из ряда структурных этажей, формирование которых связано с каледонским (?), герцинским (варисским) и альпийским этапами (табл. 2).

Проблемы тектонического строения территории Армянской ССР освещены в работах В. П. Ренгартена (1941, 1959), К. Н. Паффенгольца (1948, 1960), Л. Н. Леонтьева (1949), В. Е. Хаина (1949, 1954), А. Т. Асланяна (1958), А. А. Gabrielyana (1959, 1961), Е. Е. Милановского (1948, 1960), Р. А. Аракеляна (1951) и др. Ряд исследователей выделяет здесь три (наиболее крупные) структурно-формационные зоны - Сомхето-Карабахскую, Приараксинскую и Складчатую зону Армении. А. Т. Асланян (1958) различает на территории Армянской ССР три оротектонических пояса: Антикавказский (Сомхето-Карабахский), Севанский и Араксинский, из которых первые два соответствуют эвгеосинклинальной области, последний - миогеосинклинальной. Согласно А. А. Gabrielyanu (1959), для альпийского этапа Сомхето-Кафанская (Карабахская) зона в целом соответствует области раннеальпийской, Складчатая зона Армении - среднеальпийской, Приараксинская - позднеальпийской складчатости.

В существующих схемах тектонического районирования границы основных структурных элементов примерно совпадают, поэтому объекты исследования (формации) сгруппированы по главнейшим структурно-формационным зонам (табл. 2).

Отложения указанных в табл. 2 структурных этажей распространены в структурно-формационных зонах далеко не равномерно: отдельные комплексы в одних зонах являются определяющими, в других - второстепенными или вовсе отсутствуют. Так, формации герцинского этапа (палеозой-триас) распространены главным образом в Приараксинской зоне, раннеальпийского (юры) - в Сомхето-Кафанской и т. д. Структурно-формационные зоны включают ряд положительных и отри-

Структурные этажи, этапы и режим развития территории Армянской ССР

Этапы	Подэтапы	Структурные этажи	Режим развития	Стадии развития	Группы формаций
Догерцинский	-	Протерозой-раннепалеозойский	Геосинклинальный	-	Метаморфическая
Герцинский (варисский)	Раннегерцинский	Девон-раннекарбоновый	Миогеосинклинальный (или субплатформенный, по А.А.Габриеляну)	Ранняя	Осадочная
	Позднегерцинский	Пермь-триасовый		Поздняя	
Альпийский	Раннеальпийский	Ранне-среднеюрский (лейас-батский)	Геосинклинальный	Раннегеосинклинальная	Осадочная, вулканогенно-осадочная, вулканогенная
		Позднеюрский-раннемеловой (келловей-аптский)		Позднегеосинклинальная	
	Среднеальпийский	Позднемеловой (сеноман)-палеоценовый			
		Эоцен-олигоценый			
Позднеальпийский	Раннемиоцен-сарматский	Орогенный	Раннеорогенная	Осадочная, вулканогенно-осадочная, вулканогенная	
	Мэотис-антропогенный		Позднеорогенная		

цательных элементов (антиклинорий, синклинорий), в пределах которых отдельные этажи заметно отличаются между собой по характеру складчатости, мощностям отложений и составу слагающих их пород. Подобное мозаичное распределение фаций и мощностей, очевидно, указывает на интенсивную раздробленность фундамента альпийских, возможно и более древних, структурных этажей.

Ниже приводится краткая характеристика главнейших структурно-формационных зон.

Сомхето-Кафанская зона (Антикавказский пояс) расположена в северной и северо-восточной части территории республики. К северо-западу и юго-востоку она протягивается в пределы Грузинской и Азербайджанской ССР, на севере граничит с Аджаро-Триалетской складчатой системой, на северо-востоке и востоке - с Караязо-Евлахским и Бардинским прогибами (юго-восточный борт Куринской депрессии), на северо-западе - с Севано-Ширакским синклинием. От соседней Складчатой зоны Армении отделяется Гиратахским разломом. Единство Сомхето-Кафанской зоны нарушено Севано-Акеринским наложенным прогибом, который разделяет Сомхето-Карабахскую ее часть от Кафанской.

В строении Сомхето-Кафанской зоны участвуют главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения юрского возраста; меньше распространены меловые и эоценовые образования. Местами, в ядрах антиклинальных структур, обнажается допалеозойский субстрат, представленный в основном метаморфическими породами. В целом для зоны характерна пологая складчатость (с отрицательными и положительными элементами), причем для приподнятых участков свойственны брахиантиклинальные и коробчатые складки, для опущенных - линейные.

В пределах зоны выделяются следующие этажи: 1) раннесреднеюрский, выраженный терригенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 3500м; 2) позднеюрский - раннемеловой, сложенный вулканогенными, вулканогенно-осадочными, отчасти терригенными образованиями верхней юры и пирокласто-осадочными и терригенно-карбонатными отложениями нижнего мела мощностью до 3500м; 3) позднемеловой - палеоценовый, имеющий ограниченное распространение и выраженный вулканогенными, вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мела и палеоцена мощностью до 2500м.

Глинистые породы различного возраста и генетического типа распространены в пределах Алавердского, Шамшадинского антиклинория и Иджеванского синклиория.

Складчатая зона Армении расположена в центральной, наиболее приподнятой, части территории республики. Она охватывает Базумский, Памбакский, Севанский и другие хребты. Граница с Сомхето-Кафанской зоной на юге проходит по Гиратахскому разлому, на севере - вдоль главного севанского нарушения; на западе она граничит со следующей крупной структурно-формационной зоной - Приараксинской.

Складчатая зона Армении характеризуется неоднородностью фаций и мощностей, резкими изменениями их на сравнительно небольших площадях, насыщенностью разрезов вулканогенными образованиями,

наличием преимущественно асимметричных и вытянутых структур. Ее пересекает так называемый Севанский офиолитовый пояс.

В пределах Складчатой зоны Армении выделяются следующие структурные этажи: 1) раннемеловой, сложенный вулканогенными, вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 2000м; 2) позднемеловой – палеоценовый, представленный вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями сеномана-коньяка и флишевыми отложениями датско-палеоценового возраста; 3) эоцен-олигоценый, имеющий весьма широкое распространение и выраженный вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями мощностью до 3000 м.

В пределах зоны глинистые породы распространены в Севано-Ширакском и Вайоцзорском синклиналиях, первый из которых относится к числу наиболее важных структурных единиц в системе Малого Кавказа. Глины широко распространены также в Приереванском прогибе.

Приараксинская зона охватывает западную и юго-западную часть территории республики. Фундаментом ее служит догерцинский метаморфический комплекс. На востоке и юго-востоке граничит со Складчатой зоной Армении, на юге и юго-западе протягивается за пределы территории республики. Здесь преобладают брахиантиклинальные структуры; складки имеют преимущественно северо-запад-юго-восточное простирание. Дизъюнктивные нарушения на поверхности в основном характеризуются небольшими амплитудами смещения.

В Приараксинской зоне выделяются следующие структурные этажи герцинского и альпийского этапов: 1) девон-раннекарбонный, сложенный терригенными и карбонатными породами мощностью до 3000м; 2) пермь-триасовый, сложенный преимущественно карбонатными и угленосными отложениями мощностью до 2000м; 3) доггер-раннемеловой, имеющий незначительное распространение и выраженный главным образом осадочными, отчасти вулканогенными образованиями; 4) позднемеловой-палеоценовый, который является одним из основных структурных этажей Приараксинской зоны и представлен осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами; 5) эоцен-олигоценый, распространенный весьма широко и сложенный преимущественно осадочными и пирокласто-осадочными отложениями; 6) миоцен-сарматский, развитый достаточно широко и представленный главным образом терригенными и галогенными отложениями мощностью более 2000м; 7) мэотис-антропогенный, выраженный наземно-вулканогенными образованиями мощностью в несколько сот метров.

В пределах Приараксинской зоны расположены Нижнеахурянский (Октемберянский), Ереванский и Нахичеванский прогибы, в которых глинистые породы осадочного генезиса имеют наиболее широкое распространение.

Как можно было заметить, указанные структурно-формационные зоны отличаются друг от друга по возрасту складчатости, типу складчатых структур, количеству структурно-литологических этажей, набору формаций, а также насыщенностью разрезом вулканогенными

породами и другим признакам. Вместе с тем, автономия их, по нашему мнению, является относительной, поскольку они сформировались в результате тектонической эволюции региона в целом и отражают лишь последовательность событий в истории геологического его развития. Историческая (геологическая) общность структурно-формационных зон обнаруживается, в частности, при анализе слагающих их рядов формаций. Так, в Сомхето-Кафанской зоне развиты в основном дофлишевые формации юрского и мелового возраста — базальная терригенная, терригенно-вулканогенная, известняковая. Известняковые формации мелового возраста распространены и в соседних структурно-формационных зонах, но, наряду с ними, здесь развиты также флишевые формации верхнего мела-палеоцена и эоцена. Молассовые формации олигоцен-миоценового возраста развиты в пределах Приараксинской зоны и Складчатой зоны Армении, где отсутствуют терригенная и терригенно-вулканогенная формации нижней и средней юры. Наконец, наземно-вулканогенная формация, которая обычно венчает разрезы внутренних областей геосинклиналей, распространена во всех трех зонах, что, очевидно, обусловлено нивелированием в плиоцене-антропогене присущих им особенностей. Итак, ни в одной структурно-формационной зоне нет характерного для внутренних областей геосинклиналей полного набора формаций: они мигрируют во времени из одной зоны в другую. Последовательный ряд формаций, отражающий отдельные крупные этапы тектонической эволюции области в целом, обнаруживается лишь при рассмотрении их в масштабе всего региона. Поэтому с целью воссоздания природной модели глинообразования для данного региона исследованием были охвачены глинистые породы в пределах всех структурно-формационных зон. В табл. 3 указаны структурно-формационные зоны и соответствующие им ряды формаций. В таблице помещены лишь те формации, которые являлись объектами настоящего исследования. Пермские, ниже-среднетриасовые и некоторые меловые формации в таблице не включены, поскольку глинистые породы в них отсутствуют. В нее не вошли также формации каледонского этапа: они представлены метаморфическими породами, слагающими субстрат Малого Кавказа (эквивалентами глинистых пород в них являются графитовые сланцы).

## Структурно-формационные зоны и формационные ряды

Этапы	Стадии и режим развития	Структурно-формационная зона	Ряды формаций	Возраст	
1	2	3	4	5	
Герцинский	Миогеосинклинальная (или субплатформенная, по А.А.Габриеляну). Ранняя Средняя (континентальная) Поздняя	Приараксинская	Карбонатно-терригенная	Верхний девон-нижний карбон	
			Древняя латеритовая	Средний-верхний карбон	
			Терригенная угленосная	Верхний триас	
			Граувакко-сланцевая	Нижняя юра	
Альпийский	Раннегеосинклинальная	Складчатая зона Армении	Подзоны Шамшадинского, Алавердского, Кафанского антиклинориев и Иджеванского синклинория	Вулканогенно-осадочная Терригенная Вулканогенно-карбонатная Вулканогенно-осадочная	Байос-бат Келловей Оксфорд-кимеридж Апт
			Подзона Вайодзорского антиклинория	Терригенная	Байос-бат
			Подзона Иджеванского синклинория	Осадочно-пирокластическая Вулканогенно-осадочная Пирокласто-осадочная	Альб Верхний сантон Верхний сенон

1

2

3

4

5

Позднегеосинклиналь-  
ная

Складчатая зо-  
на Армении

Подзона Веди-Ар-  
гичинского и Урц-  
ско-Айоцдзорского  
антиклинориев

Известняко-  
во-терриген-  
ная  
Кремнисто-  
вулканоген-  
ная

Сеноман-ту-  
рон  
Верхний  
турон (?)  
нижний  
коньяк

Граувакко-  
вая  
Флишевая

Коньяк  
Датский  
ярус -  
палеоцен

Подзона Приере-  
ванского и Айоц-  
дзорского проги-  
бов

Флишевая с  
субформац-  
иями:

терригенно-  
карбонатная  
Пирокласто-  
осадочная  
Карбонатно-  
терригенная

Нижний эо-  
цен  
Средний эо-  
цен  
Верхний эо-  
цен

Подзона Севано-  
Щиракского син-  
клинория

Терригенно-  
карбонатная  
угленосная

Нижний эо-  
цен

Флишевая с  
субформация-  
ми:

пирокласто-  
осадочная  
Вулканоген-  
но-осадочная  
(мелкообло-  
мочная)

Нижний эо-  
цен  
Средний эо-  
цен

Вулканоген-  
но-осадочная  
грубообломоч-  
ная

Верхний эо-  
цен

Приараксин-  
ская

Подзона Октембе-  
рянского прогиба

Шлировая

Олигоцен

1

2

3

4

5

Альпийский

Орогенная

Складчатая  
зона АрменииПодзона Приере-  
ванского прогибаПодзона Севано-  
Ширакского син-  
клинорияПодзона Приере-  
ванского прогиба

Шлировая

Шлировая

Молассовая

Красноцветная

Терригенно-эва-  
поритовая с суб-  
формациями:  
гипсоносная  
соленоснаяКарбонатно-  
терригенная  
ингрессивная

Олигоцен

Нижний  
олигоценСредний-верх-  
ний олигоцен  
Верхний оли-  
гоценСредний мио-  
ценСредний мио-  
ценВерхний мио-  
цен

## Глава III

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ГЕРЦИНСКОГО ЭТАПА (D-T)

#### Приараксинская зона

#### Карбонатно-терригенная формация (девон-нижний карбон)

Отложения карбонатно-терригенной формации распространены в Приараксинской зоне, значительно меньше — Зангезурской. В последней они локализованы вблизи участков развития глубинных разломов, что обусловило некоторое своеобразие состава глинистых пород. Мощность карбонатно-терригенной формации в Приараксинской зоне достигает 1700 м. Глинистые сланцы, аргиллиты и глины (преобладают первые две разновидности) ассоциируют с известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами и составляют около 25% мощности отложений. В кровле формации (визейский ярус) глинистые породы отсутствуют. Мощность прослоев глинистых пород составляет 0,2–5 м, иногда достигает более 50 м, причем в девонских отложениях они распространены значительно больше, чем в отложениях нижнего карбона.

Глинистые породы тонко-, реже толстослоистые; слоистость обычно горизонтальная, иногда линзовидная. Первичный цвет пород серый, с богатой градацией — вплоть до черного; в результате гипергенных изменений они приобретают желтовато-бурую и малиновую окраску. Глинистые породы плотные, часто рассланцованные; последние в результате выветривания распадаются на мелкие листочки. Вдоль сланцеватости отмечены скопления белой слюды, пирита (в большинстве случаев окисленного), углефицированные фрагменты растений,

Глины включают конкреции различных размеров, состава и формы. Конкреции локализованы на границе между соседними слоями, длинные оси их ориентированы параллельно плоскостям напластования. По составу различаются кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые конкреции. Первые имеют эллипсоидальную или неправильную форму и концентрическое строение; ядра их интенсивно обохрены, состоят из глинистого вещества, гидроокислов железа, тонкодисперсного кварца и мусковита. Более распространенные (особенно в отложениях верхнего карбона) карбонатно-кремнисто-глинистые конкреции имеют эллипсоидальную, реже шаровидную формы, ядро пронизано сетью беспорядочно расположенных трещинок, выполненных глинистым

веществом и кристаллическим кальцитом; присутствуют также мелкозернистый кварц и чешуйки белой слюды. Обычный размер конкреций колеблется в пределах 2–5 см, иногда достигает 8 см в поперечнике. Породы карбонатно-терригенной формации содержат остатки брахиопод, кораллов, фораминифер, реже пелелипод, гастропод и др.

Среднее содержание фракций: < 0,001–42%, 0,001–0,01–28%, 0,01–0,1 – 17%, > 0,1 – 13%; глинистые породы относятся к алевритистой, реже алевритовой и песчаной разностям. Карбонатность в среднем составляет 4,5%.

Глинистые породы имеют алевропелитовую, мегапелитовую, лептопелитовую и псаммопелитовую структуры и беспорядочную, микрослоистую, пятнистую, сланцеватую текстуры. Беспорядочная текстура обусловлена незакономерным распределением в глинистой массе зерен кварца, полевых шпатов, слюд и обломков пород, микрослоистая – послойным расположением этих минералов; скопления органического вещества, гидроокислов железа, кальцита на локальных участках создают пятнистые текстуры; сланцеватые текстуры характеризуются расположением слюд и других минералов (в том числе глинистых) субпараллельно удлинению кристаллов.

Песчаные и алевритовые частицы представлены кварцем, альбитом, слюдами, обломками пород (осадочных, метаморфических, кислых магматических), реже цирконом, магнетитом, пиритом. Форма зерен округлая, угловато-округлая, размеры – 0,01–0,2 мм. Обломки пород и полевые шпаты нередко интенсивно изменены – вплоть до полного замещения глинистыми и кремнистыми минералами, слюдами, кальцитом, гидроокислами железа.

Глинистая основа пронизана тонкодисперсным кварцем, гидроокислами железа, углистым веществом, кальцитом. Участками глинистая изотропная масса раскристаллизована в сравнительно крупные (0,02–0,04 мм) чешуйки, игольчатые и тонкопризматические индивиды гидрослюды и замещены перекристаллизованным кальцитом. Игольчатые и тонкопризматические образования особенно развиты в глинистых сланцах, в которых они располагаются вытянутыми сторонами субпараллельно сланцеватости. Весьма характерным является наличие раковин микрофауны, фрагментов криноидей, водорослей, которые также замещены кремнистым и глинистым веществом и кальцитом. Некоторые раковины фораминифер и стебли криноидей по периферии сложены глинистым веществом, погасающим как монокристалл, а ядра – перекристаллизованным кальцитом; у других, наоборот, ядра замещены глинистыми и кремнистыми минералами, а стенки – кальцитом. Таким образом, аутигенные глинистые минералы развиваются по глинистой основе, обломкам пород и минералов, а также остаткам микроорганизмов.

Из неглинистых аллотигенных минералов в крупных фракциях постоянно присутствуют измененные минералы и обломки пород (в среднем 85%), альбит (2%), свежие обломки пород (1%), кварц (5%), мусковит (3%), циркон (3%), турмалин (2%), рутил (~1%); из аутигенных – гидроокислы железа (до 100%), пирит, рутил, анатаз, тур-

малин, флюорит, кальцит, кварц, халцедон.

По составу неглинистых минералов девонские и каменноугольные глинистые породы весьма близки, различия улавливаются лишь в соотношении компонентов. Так, в нижнекаменноугольных сланцах возрастает роль кварца в легкой фракции, в тяжелой - циркона, турмалина, анатаза, мусковита, отчасти рутила и других аксессуарных минералов.

В глинах карбонатно-терригенной формации установлены каолинит (50-80%), гидрослюда (20-30%), парагонит (до 20-30%), пирофиллит (до 20-30%), в качестве примеси - хлорит. Последний чаще встречается в девонских глинах, особенно эртического разреза, которые отличаются также повышенным содержанием гидрослюда; для глин чанакчинского разреза характерна переменная, не контролируемая в разрезе, обогащенность каолинитом и гидрослюдой; пирофиллит характерен для Кафанской зоны.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с  $d = 7\text{Å}$ ;  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливания образцов при  $550^\circ\text{C}$  (табл. 4). По данным электронографии, структура каолинита не совершенная, период "С" не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами  $a = 5,13\text{Å}$ ;  $b = 8,92\text{Å}$ . На электронномикроскопических снимках существенно каолинитовых глин частицы имеют в основном неправильную форму. Термограммы (рис. 1, NN 14п-20п) большинства образцов типичны для каолинитовых глин: они характеризуются одной эндотермической и одной экзотермической реакцией с максимумами соответственно при  $600-660^\circ$  и  $970-1000^\circ\text{C}$ . Химический состав каолинитовых глин приводится в табл. 5 (образцы 22, 26 и др.).

Гидрослюда на дифрактограммах фиксируется по базальным рефлексам с  $d = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$ , которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. Минерал диоктаэдрический, представлен двумя модификациями -  $1M$  и  $2M_1$ . Параметры элементарной ячейки:  $1M$  -  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 9,98\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ$ ;  $2M_1$  -  $a = 5,19\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 19,80\text{Å}$ ,  $\beta = 95^\circ 30'$ . На термограммах гидрослюдистых глин первый эндоэффект выражен более отчетливо, второй - (выделение "ОН" - групп) менее интенсивно, чем на термограммах образцов смешанного состава. На электронно-микроскопических снимках частицы гидрослюда имеют неправильную, реже удлиненно-пластинчатую форму, иногда сравнительно хорошую ограненность.

Парагонит развивается по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером до 0,2 мм. Это позволило отобрать (под бинокляром) мономинеральную фракцию для электронографического и спектрального анализа. Минерал относится к модификации  $2M_1$ , параметры ячейки:  $a = 5,17\text{Å}$ ;  $b = 8,95\text{Å}$ ;  $c = 19,45\text{Å}$ ;  $\beta = 95,48'$ .

Данные спектрального анализа парагонита

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Ti	V	Cr	Zn
16	10	0,3-1	0,02	3	0,003	0,001	0,3	0,03	0,003	0,003
Cu	Ca	It	Sr	Ba	Na	Li	K	Be		
0,003	0,003	0,003	0,01	0,03	0,3-1	0,001	-	0,0001		

Таблица 4

Результаты рентгеновского анализа гидрослюда и каолинитов карбонатно-терригенной формации

Обр. 11	п	Гидрослюда	Каолинит	Обр. 26	п	Каолинит	Гидрослюда
d/n	Г	hkl	hkl	d/n	Г	hkl	hkl
10,1	4	0,01	-	10,0	3	-	001
				7,15	10	001	-
7,1	2	-	001	4,94	2	-	002
				4,45	9	020, 110	020, 110
4,98	3	002	-	3,57	10	002	-
4,48	10	110, 020	0,20;110	3,35	7	-	003
4,26	1	-	-	2,56	9	201, др.	130
				2,50	3	200, 131	-
3,52	2	-	002	2,45	3	-	-
3,35	10	003	-	2,38	2	003	-
2,57	10	130	201, др	2,34	5	202, др.	-
2,46	2	-	-	2,28	2	113, 131	-
2,39	2	-	-	2,24	2	-	220
2,30	1	-	-	2,19	2	132, 220	-
2,24	2	220	-	2,13	2	-	-
2,13	3	-	-	1,988	4	203, 132	-
1,986	4	005	203, 132	1,889	1	133	-
1,812	5	-	-	1,840	1	139, др.	-
1,694	3	310	-	1,810	1	-	-
1,664	4	-	-				
1,538	5	-	-	1,779	1	004	-
1,497	8	060	-	1,655	4	240, др.	-
1,484	1	-	060	1,534	2	203	-
1,451	1	-	-	1,489	7	060	-
1,381	3	-	-	1,449	3	061	-
1,371	4	-	-	1,425	1	005	-
1,296	4	400	-				
1,286	1	-	-				
1,202	3	-	-				

Значение параметра "С" минерала, повышенное содержание Na и отсутствие K позволяют уверенно отнести его к парагониту.

Пирофиллит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с  $d = 9,17\text{Å}$ ;  $4,6\text{Å}$  и т.д. (табл. 6). На термограммах глин с значительным содержанием пирофиллита (рис. 1, №№ 3/1, 3/3, 3/7) фиксируется один широкий эндотермический пик дегидратации с максимумом около  $650^{\circ}\text{C}$ . Иногда эта реакция протекает в несколько этапов (обр. 2/21), что, очевидно, обусловлено прочностью связи OH-групп в его структуре. Обращает внимание высокое содержание

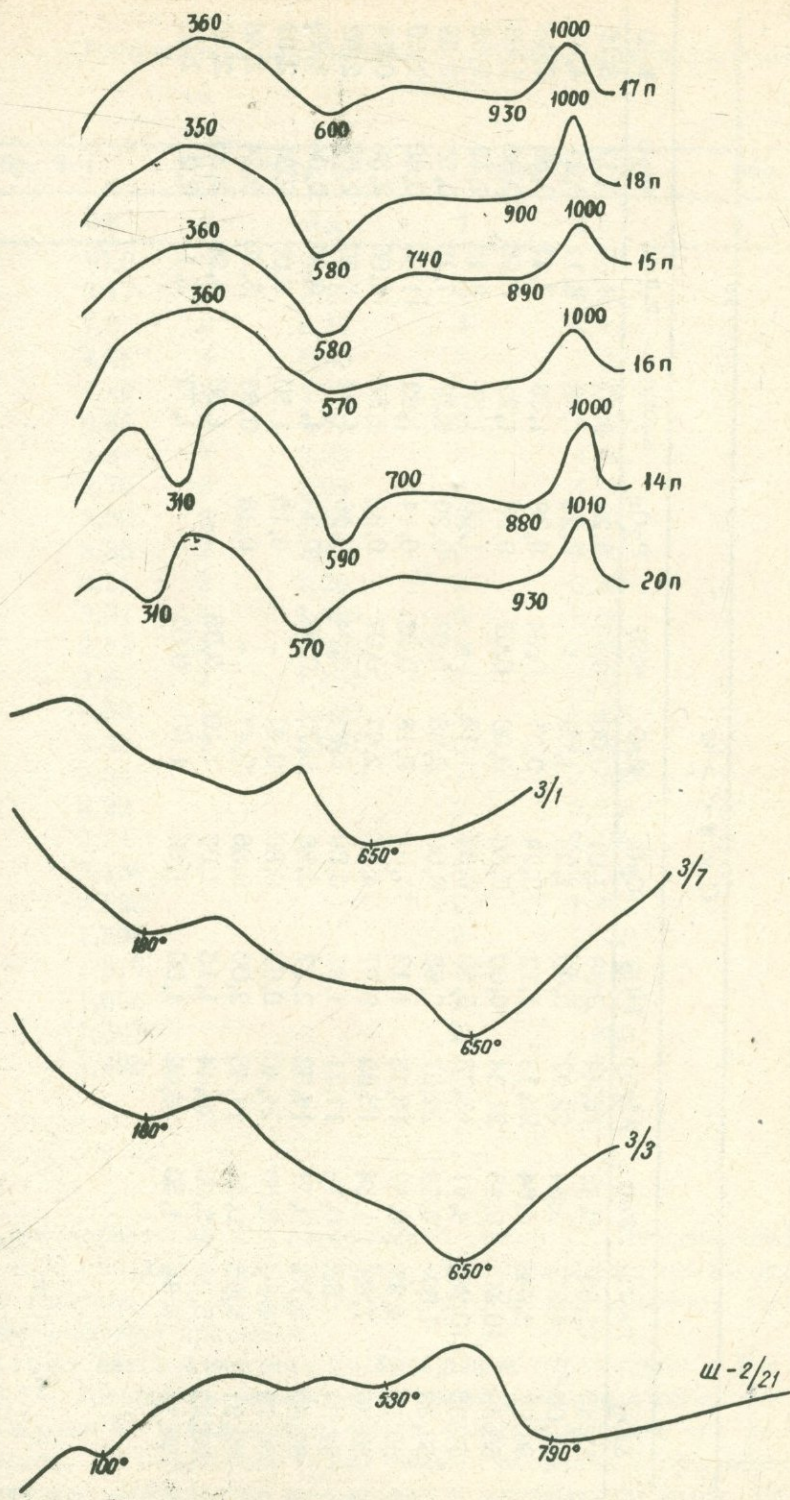


Рис. 1. Термограммы каолинит-гидрослюдистых (№ 14-20) и пиррофиллитовых глин карбонатно-терригенной формации

Химический состав каолинит-гидрослюдистых глин и глинистой фракции  
песчаников (№№100, 102) карбонатно-терригенной формации

О к и с л ы													
№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	влага	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
20	53,35	13,85	0,42	16,44	0,68	1,01	0,60	0,07	0,22	0,87	8,87	0,17	3,16
19	54,06	4,37	0,64	22,97	0,90	1,24	1,09	-	0,23	1,49	8,11	0,21	4,66
15	56,97	3,04	0,64	25,13	1,12	0,74	0,27	0,04	0,08	1,09	7,47	0,56	2,48
4	53,49	10,40	0,35	21,34	0,60	0,86	0,36	0,07	0,20	1,21	9,96	0,30	1,33
22	51,35	10,88	4,61	15,76	0,50	0,37	1,18	-	1,60	1,85	9,13	2,12	0,63
21	53,39	7,07	0,78	22,97	0,85	0,99	0,36	0,07	0,20	3,57	7,19	0,53	2,38
29	60,16	4,33	0,57	16,13	1,12	1,24	0,18	0,03	0,14	1,63	11,00	0,66	2,60
26a	56,36	7,69	1,84	15,62	0,67	4,89	2,67	0,07	0,83	1,85	4,06	2,38	0,74
11	62,34	4,66	0,78	17,71	1,87	0,60	0,91	0,04	0,16	1,04	5,57	2,05	2,52
12	62,60	5,73	0,71	16,92	2,17	0,86	0,73	0,03	0,23	1,16	5,25	0,04	3,70
7	58,72	4,84	0,56	21,40	0,67	0,86	0,47	-	0,10	1,50	6,00	0,31	2,92
9	62,91	6,85	0,35	17,45	2,00	0,86	0,47	-	0,16	0,69	5,70	0,24	2,48
100	58,22	5,20	2,00	20,44	1,15	1,65	1,10	0,05	-	1,50	4,00	2,30	2,50
102	59,16	4,34	1,50	19,02	1,00	1,50	1,00	0,06	-	1,72	5,11	2,21	2,41

Результаты рентгеновского анализа пиррофиллитовых  
глин

обр. 3/1		обр. 3/3		обр. 3/7		обр. 2/21	
Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n
5	10,0						
6	9,17	5	9,87	4	9,97	2	14,2
8	7,0	6	9,17	4	9,17	2	10,1
3	4,98	4	4,96	5	7,00	5	9,2
5	4,49	5	4,57	2	5,01	6	7,1
4	4,25	2	4,41	3	4,60	3	4,98
2	3,87	7	3,33	3	4,44	4	4,58
1	3,70	10	3,04	3	4,25	4	4,44
4	3,50	3	2,55	5	3,51	3	4,24
10	3,35	2	2,41	10	3,35	6	3,51
2	3,21	2	2,29	2	3,20	10	3,34
3	3,07	4	1,999	6	3,06	7	3,06
3	2,89	4	1,834	5	2,558	5	2,56
2	2,86	3	1,643	3	2,459	4	2,41
5	2,55	1	1,520	4	2,421	2	2,27
3	2,45	2	4,491	5	2,339	2	2,13
4	2,34			2	2,280	3	2,00
2	2,28			2	2,236	3	1,817
2	2,24			2	2,168	3	1,667
3	2,168			3	2,000	3	1,542
2	2,035			2	1,891	4	1,495
2	1,894			2	1,839		
4	1,817			3	1,818		
3	1,655			2	1,673		
3	1,541			2	1,632		
4	1,495			2	1,541		
				3	1,493		

$Al_2O_3$ , что характерно для пиррофиллита (табл. 7). Повышенное содержание  $K_2O$  связано с присутствием гидрослюда мусковитового типа. Другие аномалии по отношению к теоретическому составу также обусловлены наличием примесей.

Хлорит диагностируется по базальным отражениям с  $d = 14 \text{ \AA}$ ;  $7 \text{ \AA}$ ;  $3,5 \text{ \AA}$ , которые не изменяются после различных обработок образцов. Хлорита в глинах очень мало и поэтому выявить его политипию не удалось. На некоторых термограммах образцов с примесью хлорита отчетливо фиксируется экзоэффект с максимумом около  $350^\circ C$  и более широкий пик, соответствующий выделению кристаллизационной воды.

## Химический состав пиррофиллитовых глин

№№ обр.	Ш-3/1	Ш-3/3	Ш-3/7	Ш-2/21
Хим. комп.				
SiO <sub>2</sub>	48,90	50,60	49,30	54,63
TiO <sub>2</sub>	1,32	0,39	1,00	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,82	35,67	29,25	24,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	4,13	7,18	2,24
FeO	2,15	0,71	0,28	5,02
MnO	не обн.	0,07	0,60	0,02
CaO	1,68	1,19	1,50	2,52
MgO	1,60	0,55	1,00	1,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,04	0,19	0,09
Влага	0,46	0,30	0,20	0,52
П.п.п.	3,61	3,42	5,80	1,27
Na <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,23	0,24	2,20
K <sub>2</sub> O	4,80	2,60	4,20	0,90
Сумма	99,62	99,60	100,74	100,08

В глинистой фракции песчаников хлорит отсутствует, не обнаружена и гидрослюда 1М, установлены только каолинит и гидрослюда 2М<sub>1</sub>, которые по составу и структуре похожи на соответствующие минералы из глинистых пород (табл. 8). На сканирующих снимках песчаников фиксируются маловыразительные по форме чешуйки гидрослюды и каолинита (рис. 2).

В терригенно-карбонатной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: пиррофиллит-гидрослюда-каолинитовая и парагонит-гидрослюда-каолинитовая. Другие глинистые минералы тяготеют ко второй ассоциации. Первая характерна для Зангезурского района, вторая — для всей Приараксинской зоны.

Среднее содержание SiO<sub>2</sub> в глинах, аргиллитах и глинистых сланцах (табл. 5) соответственно составляют 55,82%, 56,67% и 59,43%; по мере возрастания степени метаморфизма пород содержание SiO<sub>2</sub> увеличивается. В обратной зависимости находится содержание H<sub>2</sub>O; в распределении остальных компонентов не обнаруживается какой-либо зависимости от степени изменения глинистых пород. Уменьшение содержания H<sub>2</sub>O связано с потерей низкотемпературной воды по мере метаморфизма глин, а повышенное содержание в сланцах Na<sub>2</sub>O очевидно, с их парагонитизацией. Повышенное (57, 30%) среднее содержание SiO<sub>2</sub> для всех глинистых пород объясняется присутствием в них большого количества свободного кремнезема в виде тонкодисперсного кварца и других кремнистых минералов.

Некоторые советские и зарубежные исследователи (Фогт, 1927; Петтиджон, 1957; Акульшина, 1971) расценивают отношение  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$

Таблица 8

Результаты рентгеновского анализа глинистой фракции  
песчаников карбонатно-терригенной формации

обр. 100		обр. 101		обр. 102		обр. 103		обр. 104	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	10,1	5	10,0	6	7,1	5	10,0	2	10,1
3	7,1	6	7,1	3	4,44	6	7,1	6	7,1
1	4,99	2	4,95	3	4,24	5	4,98	4	4,98
3	4,44	3	4,44	10	3,57	5	4,25	4	4,25
5	4,23	5	4,24	9	3,34	6	3,56	6	3,56
4	3,56	6	3,56	4	2,56	10	3,34	10	3,34
10	3,34	10	3,34	2	4,44	4	2,56	4	2,56
3	2,57	4	2,54	5	2,38	3	2,45	3	2,44
4	2,45	3	2,45	2	2,23	3	2,38	4	2,38
2	2,39	2	2,32	2	2,13	3	2,05	2	2,28
3	2,279	3	2,27	4	2,05	3	1,99	2	2,13
2	2,240	2	2,12	3	1,981	2	1,834	3	1,99
4	2,126	3	1,985	2	1,824	2	1,817	4	1,817
4	1,984	4	1,810	2	1,789	3	1,541	3	1,689
6	1,818	3	1,540	2	1,713	2	1,500	4	1,540
5	1,542	2	1,490	3	1,540			2	1,501
3	1,499			3	1,492				

Таблица 9

Распределение малых элементов в глинистых породах  
карбонатно-терригенной формации

Элементы	Количество во анализах	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M <sub>o</sub> ) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	60	0,01-0,03	0,025	0,027	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	60	0,3-3	1,506	1,490	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	60	0,01-0,003	0,012	0,011	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	60	0,03-1	0,675	0,601	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	60	0,03-0,003	0,015	0,013	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	60	0,01-0,003	0,012	0,016	$5,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	60	0,01-0,1	0,032	0,037	$8 \cdot 10^{-2}$
B	60	0,01-0,1	0,036	0,039	$1 \cdot 10^{-2}$

как показатель зрелости глинистого вещества терригенного происхождения. Алюминий является наиболее инертным элементом в составе глинистых минералов, тогда как натрий, в отличие от калия, легко выносится из силикатов и не восстанавливается в последующем цикле седиментации. Иначе говоря, чем интенсивнее выражены процессы выветривания на суше, тем большую величину имеет указанное отношение. В нашем случае  $\frac{Al_2O_3}{Na_2O} = 32$ , что соответствует глинистому элювию на кислых интрузивных породах, т.е. условию их интенсивного выветривания. О последнем свидетельствует также повышенное содержание Ti во всех глинистых породах (табл. 5,9). Содержание других малых элементов (за исключением меди) не превышают соответствующие кларки в осадочных глинах. Несколько повышенное содержание меди связано, по-видимому, с фиксацией ее в глинистых осадках вместе с органическим веществом и гидроокислами железа (Хокс, Уэбб, 1964).

#### Формация древней латеритовой (бокситоносной) коры выветривания (средний-верхний карбон)

Бокситоносные породы формации древней коры выветривания распространены в Приараксинской зоне - в южных районах республики и на сопредельной территории Нахичеванской АССР. Согласно Р. А. Аракелян (1964), впервые обосновавшему возраст этих пород, они образовались во время средне-позднекарбонového перерыва в осадконакоплении.

Латеритовые образования невыдержаны в пространстве, неустойчивы по составу и мощности. Залегают они в виде отдельных карманов, линз и прослоев мощностью от 0,5 до 70 м. Среди них выделяются следующие разновидности пород: мелкообломочные бокситоносные, крупнообломочные песчанистые с бобовинами, ожелезненные известняковые брекчии и конгломераты.

Мелкообломочные (песчано-глинистые) бокситоносные породы прослеживаются в направлении от СВ крыла Зовашенской до СВ крыла Урцской антиклиналей. Вторая полоса этих пород протягивается от СВ крыла Армашской антиклинали до Джафарлинской синклинали у села Кярки. Мощность их колеблется в пределах 10-70 м. Встречаются плотные и рыхлые разновидности. Цвет пород буровато-красный, коричневый, окраска сплошная. Содержат желтовато-зеленые, бурые и бесцветные бобовины размером 0,5-1 см. Последние распространены в разрезе неравномерно: ближе к кровле латеритовых тел встречаются прослой, резко обогащенные бобовинами. Карбонатность пород в среднем составляет 8%.

Ожелезненные песчанистые породы распространены в пределах ЮЗ и СВ крыльев Кадрлинской и Бозагыльской антиклиналей; встречаются также на ЮЗ крыле Урцской антиклинали. Мощность незначительная - 0,5-0,7 м. Представляют собой плотные, реже рыхлые породы красновато-бурого, темно-коричневого, почти черного цвета; окраска сплошная. Нередко в песчаниках встречаются полуокатанные и неокатанные гальки карбонатных, реже других осадочных пород. Цемент

состоит из гидроокислов железа с примесью магнетита, гематита и глинистого вещества, содержит зеленовато-серого цвета бобовины размером 0,3–0,5 см; встречаются также разновидности без бобовин. В целом в железистых песчаниках бобовин значительно меньше, чем в мелкообломочных породах. Распределены они в разрезе неравномерно, но чаще встречаются в ее верхней части. Карбонатность пород в среднем составляет 10%.

Ожелезненные известняковые брекчии распространены на СВ крыльях Кадрлинской и Урцской антиклиналей и в пределах Яр-кинской синклинали. Состоят из угловатых обломков подстилающих известняков нижнекарбонového возраста, сцементированных глинистым веществом и гидроокислами железа. Размер галек колеблется в пределах 0,5–5 см. Породы обычно плотные, реже рыхлые, красновато-бурого цвета. Бобовины в них отсутствуют.

Ожелезненные конгломераты развиты лишь в районе Сарипапской антиклинали. Мощность их колеблется в пределах 1–5 м. Они слагают основание разреза пермских отложений и представляют собой типичные базальные конгломераты. Состоят из обломков осадочных, в основном карбонатных, пород, сцементированных глинисто-железистым материалом. Гальки хорошо окатаны, размеры их колеблются в пределах 0,5–10 см.

Все типы латеритовых пород близки по минеральному составу. В тяжелой фракции присутствуют циркон (в среднем 1,45%), турмалин (0,65%), рутил (0,25%), железистые слюды (0,8%), мусковит (0,6%), диаспор (редкие зерна, иногда до 1,5%), магнетит (0,3%), гидроокислы железа (67%), гематит (38%), реже встречаются авгит, лейкоксен, корунд. В легкой фракции установлены кварц (в среднем 23%), гиббсит (редкие зерна, иногда до 0,5%), обломки осадочных и магматических пород (1%), интенсивно измененные минералы и обломки пород (75%).

Из глинистых минералов установлены каолинит (80–90%), гидрослюда (10–20%), смешанослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда (0–10%). Гидрослюда присутствует в качестве постоянной примеси, смешанослойная фаза встречается спорадически. Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации. Только в пределах Армашской антиклинали гидрослюда и смешанослойная фаза встречаются, как правило, в нижней части разреза.

Структура латеритовых пород бобовая или обломочно-бобовая (рис. 3). Основная масса густо пропитана гидроокислами железа, которые полностью скрывают детали строения и состава породы.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным отражениям с  $d = 7,5\text{Å}$ ;  $3,5\text{Å}$  на дифрактограммах природных образцов, после термообработки которых рефлексы исчезают. Минерал относится к псевдомоноклинному типу, структура несовершенная по оси "С", параметры ячейки:  $a = 5; 13\text{Å}$ ;  $b = 8,92\text{Å}$ . На снимках суспензий частицы каолинита имеют неправильную, реже изометричную форму и резкие линии ограничения. Термограммы типичны для каолинитовых

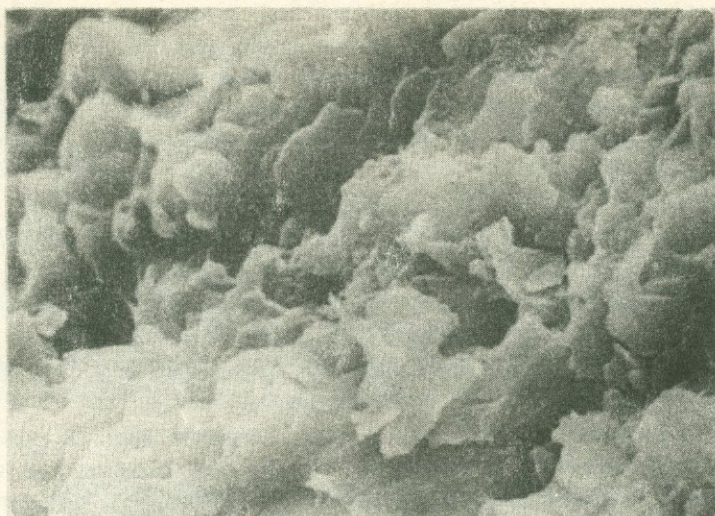


Рис. 2. Сканирующий снимок песчаника карбонатно-терригенной формации.

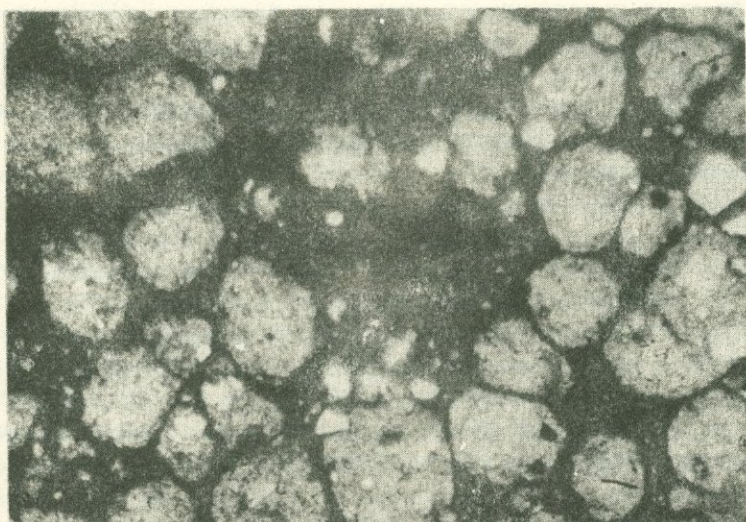


Рис. 3. Обломочно-бобовая структура латеритовых пород. Обломки пород, бобовины и кварц (светлые мелкие зерна) сцементированы глинистым (каолинитовым) материалом.

глин: характеризуются одним интенсивным эндоэффектом с максимумом при  $570-680^{\circ}\text{C}$  и хорошо выраженным экзоэффектом при  $1000-1100^{\circ}\text{C}$  (рис. 4).

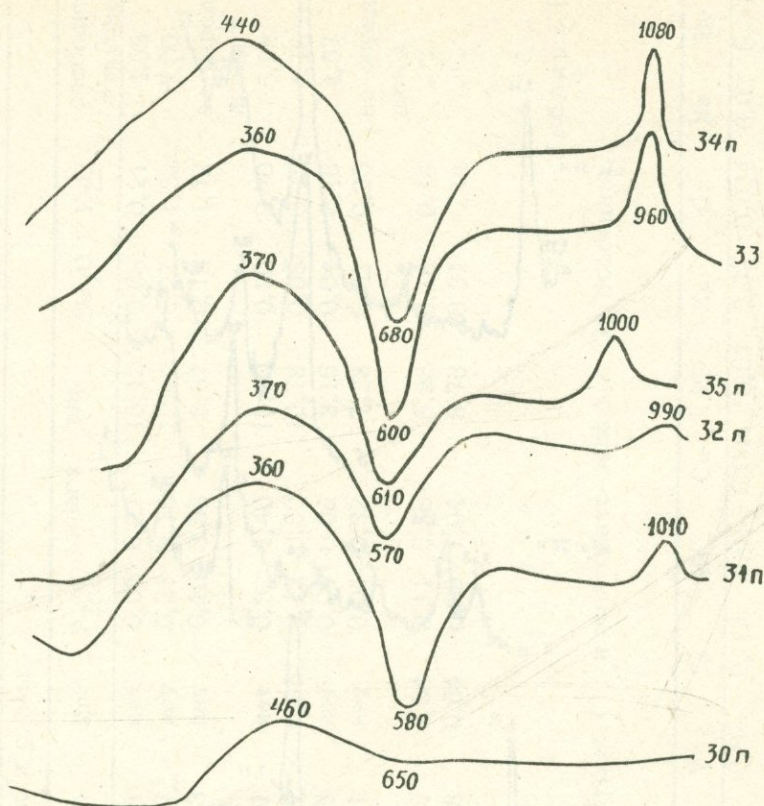


Рис. 4. Термограммы глинистой фракции латеритовых пород.

Гидрослюда на дифрактограммах фиксируется по базальным отражениям с  $d = 10\text{Å}$  и  $5\text{Å}$  (рис. 5), которые не изменяются после насыщения образцов глицерином и их термообработки при  $550^{\circ}\text{C}$ . Минерал относится к диоктаэдрическому типу. Политипию его установить не удалось, вследствие диффузности рефлексов, определены параметры  $a = 5,18\text{Å}$  и  $b = 8,98\text{Å}$ .

На некоторых дифрактограммах необработанных образцов фиксируются рефлексы с  $d(001) = 10,7\text{Å}$ ;  $11\text{Å}$ ; после насыщения глицерином  $d(001)$  возрастает до  $12,3\text{--}14,2\text{Å}$ , после прокаливании сокращается до  $10\text{Å}$ , что свидетельствует о наличии неупорядоченного смешанослойного минерала типа монтмориллонит-гидрослюда.

Латеритовые породы и бобовины характеризуются (табл. 10, 11, 12) повышенным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  и низким содержанием щелочей и щелочных земель.

Для глинистых пород формации древней латеритовой коры выветривания характерна гидрослюдисто-каолининовая ассоциация.

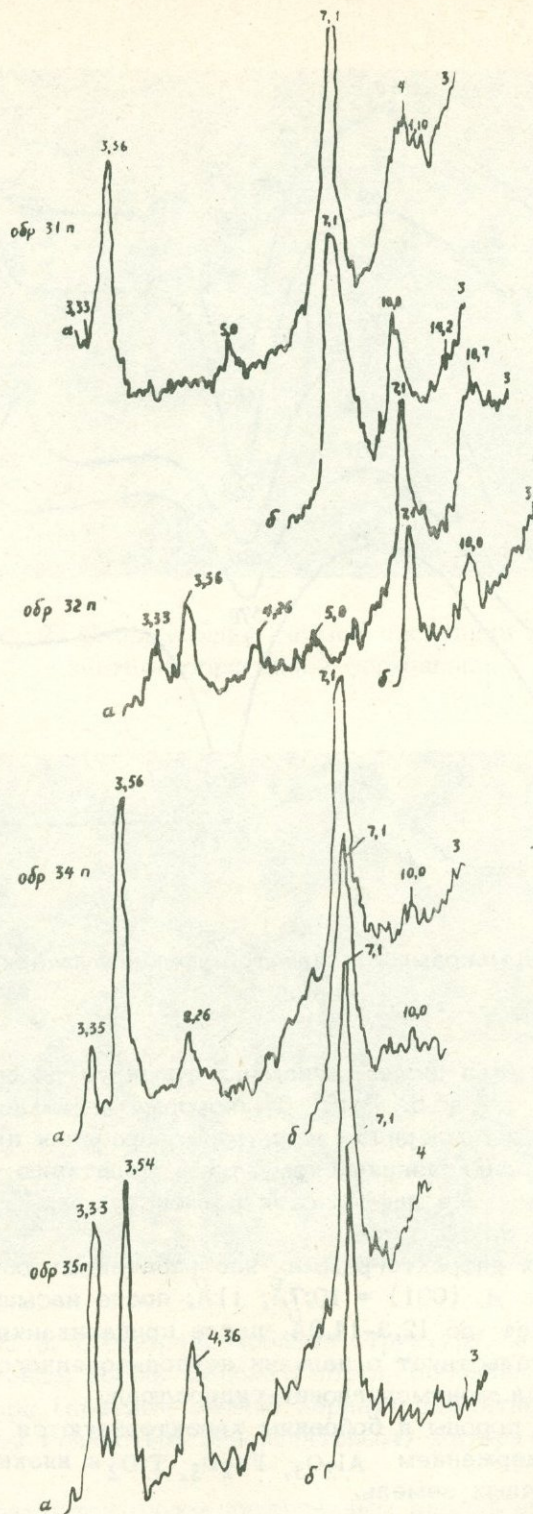


Рис. 5. Дифрактограммы глинистой фракции латеритовых пород; а - природный образец; б - насыщенный глицерином.

## Химический состав пород древней коры выветривания

№№ обр.	О к и с л ы													
	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	влага	ппп	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	свободный глинозем
30	43,25	17,26	0,88	20,82	2,01	0,44	0,71	нет	0,05	0,27	10,12	0,08	0,21	4,03
31	41,67	7,81	0,85	25,20	2,00	1,11	0,27	нет	0,23	2,18	10,14	0,27	1,32	7,00
32	39,67	15,33	4,40	22,19	1,65	0,99	0,63	нет	0,20	3,53	8,67	0,15	1,72	не опреде- лялся
33	36,51	19,79	1,15	25,37	3,12	0,70	0,61	нет	0,32	1,46	10,60	0,30	0,70	5,28
34	36,19	25,65	0,92	18,87	0,70	0,60	0,27	0,03	0,12	0,50	10,76	0,06	0,15	4,19
35	53,17	12,25	0,42	24,29	0,84	0,60	0,18	нет	0,04	0,09	3,16	0,04	0,16	4,57
16/23	52,81	14,15	0,98	22,14	1,14	0,62	0,21	нет	0,04	0,32	7,23	0,22	0,20	не опреде- лялся
16/24	45,26	16,75	0,81	25,46	2,22	0,51	0,28	0,04	0,11	0,58	8,23	0,18	0,14	—"
16/25	48,22	16,80	0,79	24,94	1,46	0,38	0,38	0,04	0,09	1,04	6,78	0,31	0,14	—"

Таблица 12

Содержание (в %) элементов в бурых (1) и желтовато-зеленых (2) бобовинах

№ обр.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Na	Be
1	3,0	2,0	0,1	0,1	10	0,04	0,03	0,003	0,2	0,07	0,025	0,01	0,004	0,01	0,02	0,004	0,02	0,003
2	2,0	10	0,01	0,03	2,5	0,04	0,2	0,003	1,02	0,08	0,03	0,01	0,004	0,01	0,02	0,006	0,01	0,003

Содержание некоторых малых элементов в породах древней коры выветривания

Элементы	Количество во анализах	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M <sub>0</sub> ) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	15	0,01-0,03	0,022	0,024	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	15	1 - 3	2,084	2,102	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	15	0,003-0,01	0,009	0,009	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	15	0,03-0,1	0,08	0,08	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	15	0,003-0,03	0,027	0,025	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	15	0,001-0,01	0,008	0,0084	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	15	0,01-0,03	0,021	0,022	$8 \cdot 10^{-2}$
B	15	0,01-0,03	0,022	0,020	$1 \cdot 10^{-2}$

Терригенная угленосная формация  
(верхний триас)

Отложения этой формации распространены на юге республики, в пределах Приараксинской зоны и у южной границы Складчатой зоны Армении. Глинистые породы встречаются только в джерманисском разрезе, в Нахичеванской АССР отложения верхнего триаса представлены доломитами и известняками. Мощность формации колеблется в пределах 500-700 м.

Глины и аргиллиты составляют около 50% мощности отложений, они переслаиваются с песчаниками, алевролитами, пластами каменного угля.

Мощность последних - 15-150 см, глин и аргиллитов - 2-5, иногда 20 и более метров. Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены кварцевыми и кремнекlasto-кварцевыми разностями. Угли относятся к группе длиннопламенных и бурых.

Глинистые породы тонко- и толстослоистые; слоистость обычно нормальная, реже линзовидная. Глины плотные, различных оттенков серого цвета, чаще темно-серые. Содержат растительные остатки, а также сидеритовые конкреции, которые располагаются (иногда непрерывной цепочкой) вдоль напластования пород. Конкреции очень плотные, с раковистым изломом, цвет темно-серый. Обычно поверхность их покрыта рыхлой желтовато-бурой коркой гидроокислов железа. Ядро сложено сидеритом и глинистым веществом, имеет мелко-

зернисто-сгустковую структуру. На поверхности пластов глинистых пород отмечены биоглифы, ходы червей. В глинах и аргиллитах содержится богатый комплекс морской фауны — гастропод, пелелипод и других форм.

Глинистые породы относятся в основном к алевритовой разности; среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм составляет 50%,  $0,001-0,01$  мм — 18%,  $0,01-0,1$  мм — 22%,  $> 0,1-10\%$ . Вверх по разрезу содержание грубых фракций возрастает. Карбонатность колеблется в широких пределах (2–23%), в среднем составляет 14–15%.

Структура глинистых пород алевропелитовая, мегапелитовая, реже псаммопелитовая и лептопелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Частицы песчано-алевопелитовой размерности представлены кварцем, обломками метаморфических, осадочных и кислых магматических пород, слюдами, полевыми шпатами. Форма зерен округлая, угловато-округлая. По обломкам пород и полевым шпатам развиваются глинистые и кремнистые минералы, кальцит, гидроокислы железа.

В глинистой основе рассеяны многочисленные мелкие зерна кварца и кальцита, углефицированные растительные остатки, скопления гидроокислов железа; иногда эти компоненты распределены в породе неравномерно, чем и обусловлено наличие пятнистых текстур. Отдельные участки глинистой основы (обычно это трещины, поры, скопления органического вещества) раскристаллизованы в мелкочешуйчатые, оптически ориентированные, агрегаты с низким двупреломлением, представленные, по-видимому, каолинитом. По глинистой основе развиваются также игольчатые новообразования кварца, реже сравнительно крупные призматические образования гидрослюда. Последние отличаются более высоким двупреломлением и характерным шелковистым блеском. Участками глинистая масса замещена крупнокристаллическим кальцитом.

Постоянными компонентами легкой фракции являются измененные минералы и обломки пород (8–96%, в среднем 75%), кварц (1–35%, в среднем 18%), полевые шпаты (1%), мусковит (2%), неизменные обломки пород. В тяжелой фракции установлены магнетит (в среднем 4%), циркон (1%), турмалин (1,5%), рутил (0,1%), гранаты (0,5%), зеленая слюда (2%), авгит (0,2%). Из аутигенных минералов постоянно присутствуют пирит, марказит (1–35%, в среднем 10%), гидроокислы железа (2–100%, в среднем 70%), барит, целестин, флюорит.

В глинах терригенной формации установлены гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит, смешанослойный Г-М. Основным минералом является гидрослюда (50–80%); каолинит составляет около 20% глинистой фракции, редко достигает 40%, остальные минералы в сумме не превышают 20%. Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации; несколько больше каолинита в отложениях карнийского яруса.

Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, встречаются два политипа —  $1M$  и  $2M_1$ , причем  $1M$  почти всегда больше  $2M_1$ . Фиксируется на дифрактограммах (табл. 13) по серии базальных рефлексов с  $d = 10\text{Å}$ ;  $5\text{Å}$  и т.д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. По данным электронографии, гидрослюды имеют следующие параметры элементарной ячейки:  $1M-$

Результаты рентгеновского анализа гидрослюды  
терригенной угленосной формации

Обр. 9Т			Обр. 22Т		
d/n	I	hkl	d/n	I	hkl
10,1	3	001	10,1	4	001
5,0	2	002	4,98	3	002
4,4	6	100, 020	4,46	8	100, 020
3,23	7	-	4,23	2	-
3,51	3	-	3,33	10	003
3,33	10	003	3,03	1	-
2,57	7	130	2,86	1	-
2,45	4	-	2,57	9	1,30
2,38	2	-	2,45	3	-
2,28	4	-	2,38	3	-
2,24	3	220	2,27	2	-
2,11	4	-	2,23	2	220
2,01	1	005	2,19	1	-
1,974	3	-	2,13	3	-
1,887	2	-	1,983	4	-
1,813	7	-	1,811	5	-
1,697	2	310	1,694	3	310
1,670	3	-	1,660	3	-
1,539	6	-	1,534	5	-
1,498	5	060	1,497	8	060
1,450	1	-	1,447	1	-
1,378	2	-	1,337	3	-
1,370	3	-	1,329	5	-
1,283	1	-	1,295	4	400
1,254	1	-	1,286	2	-
1,200	2	-			

-  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 9,98\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ$ ;  $2M_1$  -  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 19,70\text{Å}$  и  $\beta = 95^\circ$ . Иногда они обнаруживают несовершенство структуры по оси "С". На снимках суспензий частицы гидрослюды имеют неправильную, изометричную, очень редко изометрично-пластинчатую форму и в основном резкие контуры ограничения. Поверхность скола зернистая, иногда гофрированная. Термограммы (рис. 6) характеризуются двумя или тремя эндоэффектами (выделение различных типов воды) и одним экзоэффектом (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при  $100-120^\circ$ ,  $580-600^\circ$ ,  $900-940^\circ$  и  $980-1000^\circ\text{C}$ . Последний пик выражен достаточно резко для гидрослюды и смещен в область высоких температур, что, по-видимому, объясняется наличием примеси каолинита. Термограмма фракции 0,001 мм, выделенной из сидеритовой конкреции, характери-

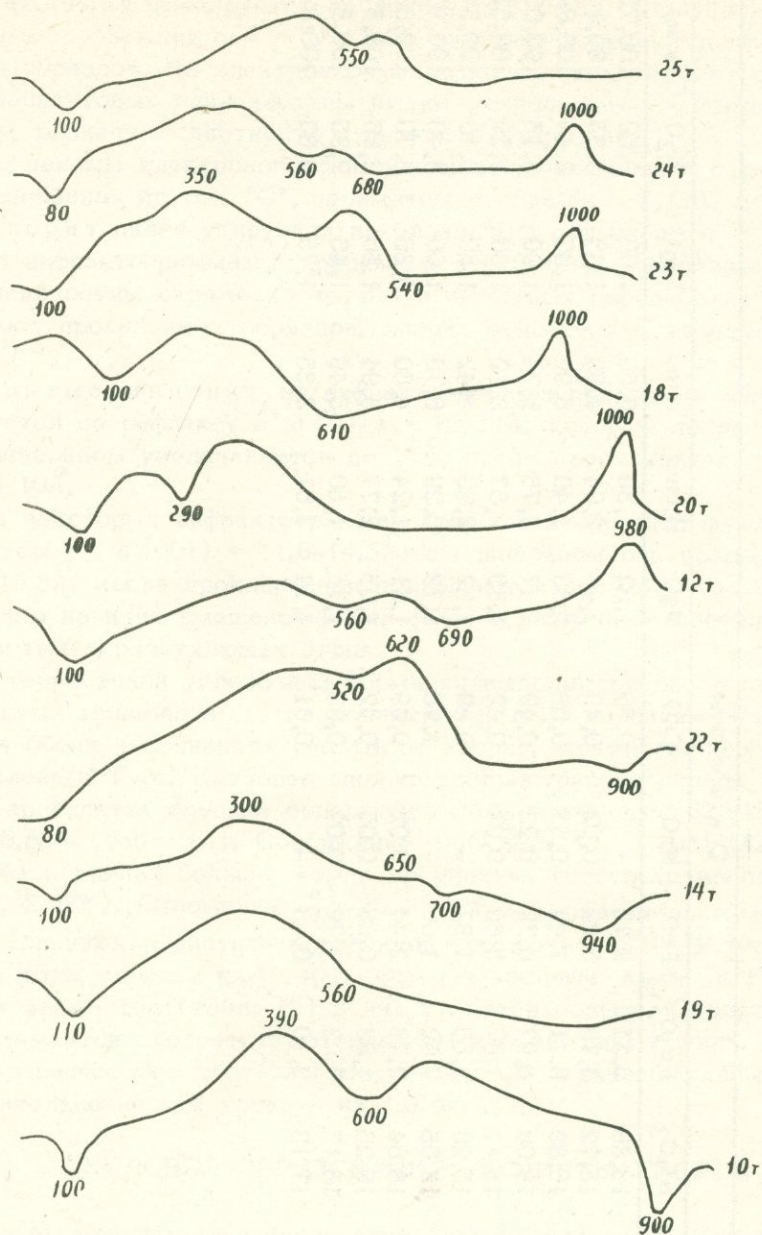


Рис. 6. Термограммы глин терригенной угленосной формации

зается одним эндоеффектом с максимумом при  $580^{\circ}\text{C}$  и одним интенсивным экзоеффектом при  $620^{\circ}\text{C}$ , т.е. состоит преимущественно из сидерита.

## Химический состав глинистых пород терригенной угленосной формации

№№ обр.	О к и с л ы												Сумма
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Влага	ппп	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	
1Т	58,23	1,14	18,86	5,37	2,73	-	0,56	1,92	1,39	6,50	1,00	3,00	100,70
3Т	61,67	0,72	15,72	3,73	3,60	0,02	0,49	1,46	3,04	4,69	1,45	3,35	99,94
6Т	59,50	0,72	16,89	9,11	1,44	0,07	0,56	1,53	1,40	5,92	1,30	2,45	100,89
9Т	60,35	0,72	18,06	6,97	0,72	0,23	0,49	1,47	1,75	5,74	1,00	3,15	100,05
10Т	66,28	0,72	16,41	1,67	3,60	0,02	0,42	1,63	2,57	3,19	1,50	2,50	100,51
12Т	66,57	1,02	15,20	2,55	1,87	-	0,49	1,32	2,80	4,42	1,30	3,10	100,54
13Т	53,23	1,02	18,05	7,92	1,00	-	1,26	1,79	5,29	6,79	1,00	3,40	100,83
14Т	63,57	0,72	18,64	2,75	2,44	0,02	0,49	1,81	1,24	4,60	0,85	3,70	100,83
17Т	62,63	0,72	16,25	1,83	0,86	0,05	0,42	1,05	2,77	3,94	1,50	2,65	100,57
23Т	61,34	1,02	18,17	5,02	1,72	0,02	0,35	1,75	1,50	5,49	1,45	2,85	100,68
24Т	67,35	0,72	17,13	3,10	0,43	-	0,61	1,14	2,61	3,35	1,75	3,60	100,88

Каолинит фиксируется на дифрактограммах по интенсивным базальным рефлексам с  $d = 7\text{Å}$ ;  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливании образцов. На электронно-микроскопических снимках существенно каолинитовых глин частицы имеют неправильную и изометричную форму, различную плотность и резкость очертаний.

По данным электронографии, каолинит моноклинный, структура неупорядоченная по оси "С"; параметры ячейки:  $a = 5,13\text{Å}$ ,  $b = 8,92\text{Å}$ .

Хлорит диагностируется по базальным рефлексам с  $d = 14\text{Å}$  и  $7\text{Å}$  на дифрактограммах природных и обработанных образцов. Судя по интенсивностям отражений четных и нечетных порядков на дифрактограммах прокаленных образцов, хлорит относится к железистой разновидности.

Монтмориллонит на дифрактограммах природных образцов фиксируется по рефлексу с  $d(001) = 12-14\text{Å}$ , который после насыщения их глицерином увеличивается до  $17\text{Å}$ , после прокаливании сокращается до  $10\text{Å}$ .

На некоторых дифрактограммах природных образцов фиксируются рефлексы с  $d(001) = 11,6-14,3\text{Å}$ ; с глицерином они возрастают до  $12,4-16,3\text{Å}$ , после прокаливании сокращаются до  $10\text{Å}$ , что свидетельствует о наличии смешанослойной фазы с различным соотношением слоистых и разбухающих слоев.

В терригенной угленосной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая и 2) каолинит-гидрослюдистая; в обеих ассоциациях участвуют хлорит, монтмориллонит и смешанослойный Г-М. Наиболее широко распространена первая ассоциация.

В аргиллитах среднее содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 62,91%, в глинах 60,83% (табл. 14). Содержание  $\text{H}_2\text{O}$  (2,67%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,42%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (3,45%) в глинах больше, чем в аргиллитах (соответственно 1,83%, 1,14%, 2,98%). Отношение  $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}} = 13,3$ , что значительно меньше, чем в глинах карбонатно-терригенной формации (32). В последних, кроме того, меньше  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$  больше  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Из малых элементов (табл. 15) в них  $\text{Tl}$  вдвое больше. Содержания других элементов соответствуют кларкам в осадочных глинах. Особенности химического состава глин угленосной формации указывают на сравнительно низкий уровень их изменения.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Для Малого Кавказа герцинский (варисский) этап развития охватывает интервал времени от девона до фриаса включительно. \*Уже в раннем девоне на территории Малого Кавказа отчетливо обособляются две, различные по тенденциям развития, области, просущество-

---

\* Отложения допалеозойского возраста, слагающие субстрат Малого Кавказа, представлены метаморфическими породами, выступающими в ядрах альпийских антиклинальных структур; глины здесь отсутствуют, их эквивалентами являются графитовые сланцы (Агамалян, 1974).

Распределение малых элементов в глинистых породах  
терригенной угленосной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M <sub>o</sub> ) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	50	0,01-0,03	0,027	0,027	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	50	0,35-1	0,880	0,892	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	50	0,003-0,01	0,0086	0,0089	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	50	0,03-1	0,90	0,883	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	50	0,01-0,03	0,018	0,017	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	50	0,01-0,1	0,086	0,086	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	50	0,03-0,1	0,091	0,089	$8 \cdot 10^{-2}$
B	50	0,01-0,03	0,022	0,026	$8 \cdot 10^{-2}$

вавшие вплоть до конца герцинского цикла осадконакопления. Это - Закавказское поднятие, располагавшееся к югу от геосинклинали Большого Кавказа, и Приараксинская зона седиментации, которая охватывала южную и юго-западную часть территории Армянской ССР.

Для герцинского этапа характерны: слабая интенсивность складчатых движений, незначительная суммарная мощность отложений, устойчивое местоположение областей размыва и седиментации, выдержанность литофаций на больших площадях, отсутствие вулканизма, наличие древней коры выветривания (единственной на территории Армянской ССР), преимущественно олигомиктовый состав пород. По мнению одних исследователей (Пейве и Сеницын, 1950; Габриелян, 1969), указанные признаки свидетельствуют о платформенном или субплатформенном стиле развития, другие (Хаин, Леонтьев, 1950; Аракелян, 1951; Асланян, 1958) относят область распространения отложений палеозоя-триаса к миогеосинклинальным структурам. Здесь важно отметить, что характер герцинского цикла осадконакопления существенно отличался от альпийского, присущего внутренним зонам геосинклиналей.

Базальная карбонатно-терригенная формация образуется в основном в период устойчивого прогибания и трансгрессии; поднятие области и регрессия моря намечаются в конце раннего карбона. В течение всего позднего девона и раннего карбона осадконакопление происходило в условиях теплого мелководного водоема с нормальной соленостью и устойчивым гидродинамическим режимом, в слабощелоч-

ной и субвосстановительной обстановке. Об этом свидетельствуют состав пород (органогенные и хемогенные известняки), фауны (кораллы, криноиды и др.), содержание и тип органического вещества, соотношение форм серы и железа.

18 Согласно климатической зональности, установленной Н. М. Страховым (1960) для прошлых геологических эпох, в начале франского века территория Закавказья располагалась в теплой умеренно влажной зоне, южнее тропиков, между засушливым и окополярным поясами. В фаменский век южная аридная зона значительно расширяется, но в основном за счет северных и северо-западных областей. В течение турне и визе происходит радикальная перестройка климатической зональности: исчезает среднедевонский климатический план и формируется (в визе) позднепалеозойский; намечается общая гумидизация климата, экватор значительно перемещается на юг и проходит по широте Южного Закавказья. Все это приводит, по мнению Н. М. Страхова, к установлению на территории Закавказья уже в раннем карбоне тропического климата, который в триасе сменяется аридным. Фактический материал в целом не противоречит этой схеме, однако указывает и на некоторые особенности эволюции климата Армении на протяжении девона-раннего карбона. Хотя на суше господствовал каолиновый тип выветривания, однако признаков латеритообразования (в виде соответствующих продуктов) не отмечено. Сказанное позволяет заключить, что на территории Армении климатические условия в раннем карбоне были не тропическими, хотя и достаточно влажными и теплыми. Типичный тропический климат устанавливается здесь лишь в среднекарбовое время, когда, после регрессии визейского моря, повсеместно образуются латеритовые и бокситоносные коры выветривания.

В составе пород карбонатно-терригенной формации аллотигенные неглинистые минералы группируются в следующие ассоциации: 1) кварц (без включений, с мозаичным погасанием) – турмалин (бурый и зеленый) – обломки амфиболовых, слюдяных, кремнисто-серицитовых сланцев и кварцитов; 2) микроклин-анатаз-рутил-циркон (удлиненно-бипирамидальный) – обломки гранитов и гранитоидов; 3) кварц (с включениями и нормальным погасанием) – турмалин – циркон (окатанный) и обломки песчаников, глин и известняков. Первая ассоциация связана с размывом метаморфических пород, покрывавших значительные площади Закавказского поднятия, вторая образовалась за счет продуктов выветривания магматических пород кислого состава, развитых на древних массивах Армении и представленных лейкоратовыми гранитами, мигматитами, аполипаритовыми порфироидами (Аракелян, 1959; Агамалян, 1974), третья – в результате переотложения осадочных пород.

Отсутствие грубообломочных пород в разрезе карбонатно-терригенной формации, преобладание известняков, кварцитов и глин, устойчивый комплекс минералов, порообразующий карлинит и другие признаки свидетельствуют о невысоком и слабо расчлененном рельефе суши. Таким образом, в условиях гумидного климата, невысокого и слабо расчлененного рельефа размывались кислые интрузивные и эффузивные породы, осадочные и метаморфические образования. На суше гос-

подствовал каолиновый тип выветривания, породы подвергались интенсивной химической дифференциации. Выветрелый материал, преимущественно кварц-каолинового состава, накапливался в прибрежно-мелководных условиях нормального морского бассейна; осадки обогащались гидрослюдой и хлоритом за счет продуктов выветривания метаморфических пород, в частности, слюдистых и кремнисто-серицитовых сланцев. Однако окончательное формирование парагенезов глинистых минералов происходит в результате влияния постседиментационных процессов. Состав глинистых и неглинистых минералов, особенности минерального аутигенеза в отложениях карбонатно-терригенной формации указывают на три стадии постдиагенетического их изменения: начальный катагенез, поздний катагенез и метагенез. Признаки начального катагенеза отмечены в глинах и аргиллитах, ассоциирующих с тонкозернистыми известняками, песчаниками и кварцито-песчаниками. На стадии начального катагенеза диоктаэдрические гидрослюды встречаются в двух модификациях:  $1M$  и  $2M_1$ , причем, как правило, в соотношении  $1M > 2M_1$ . Почти постоянно присутствуют неупорядоченные смешанослойные образования типа  $\Gamma$ - $M$ . Породообразующим минералом является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Из обломочных неглинистых минералов встречаются биотит, амфиболы и сравнительно свежие полевые шпаты. Аутигенные минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, реже - анатазом, рутилом, флюоритом. Структуры и текстуры пород нормально-осадочные. Поздний катагенез наиболее отчетливо проявляется в аргиллитах, ассоциирующих с кварцито-песчаниками, кварцитами, отчасти в сланцах. На этой стадии породообразующим глинистым минералом также является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Обычное соотношение политипов гидрослюды -  $1M$   $2M_1$ ; редко и в малых количествах встречаются биотит и амфиболы. Последние, а также полевые шпаты, интенсивно изменены - кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы, гидрослюдизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минералов - анатаза, рутила, сфена. Для глин обычна слабо ориентированная текстура основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент "растаскивается", появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле, развиваются конфорные и инкорпорационные структуры. Признаки метагенеза отчетливо выражены в глинистых сланцах. Они ассоциируются с песчанико-кварцитами, крупнозернистыми известняками. На стадии метагенеза диоктаэдрическая гидрослюда представлена политипом  $2M_1$ ; в редких образцах установлена второстепенная примесь  $1M$ . Породообразующим глинистым минералом, как и в катагенезе, является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Полевые шпаты, амфиболы, обломки пород замещаются серицитом и гидрослюдой. По глинистой основе образуются тонкопризматические кристаллики гидрослюды и мусковита  $2M_1$ . Наиболее же характерным является развитие вдоль сланцеватости чешуек пиррофиллита и парагонита  $2M_1$ . Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин. Глинистые породы имеют сланцеватую текстуру, обусловленную взаимной параллельной (или субпараллельной) ориентацией минералов. В зернистых породах, вследствие усиления бластеза, широко

развиваются конформные, инкорпорационные, мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации.

Песчанико-кварциты, кварциты, глинистые сланцы могут расцениваться и как индикаторы более глубоких изменений; однако отсутствие в породах карбонатно-терригенной формации новообразований альбита, Mg-хлорита, эпидота, биотита, подчиненная роль мусковита  $2M_1$ , широкое распространение гидрослюда  $2M_1$  свидетельствуют о метагенетической стадии изменений пород. Нужно отметить, что на всех уровнях изменения пород в цементе песчаников фиксируются гидрослюда  $2M_1$  и моноклинный каолинит.

Каолинит распространен во всех типах глинистых и песчаных пород. Постдиагенетическое преобразование каолинита на различных термодинамических уровнях детально охарактеризовано В. Д. Шутовым (1961). Другой тип трансформации каолинита описан Г. В. Карповой (1972) при изучении полифациальных отложений Большого Донбасса и Северного Кавказа. Каолинит в глинистых породах карбонатно-терригенной формации вообще не испытывает сколько-нибудь заметных изменений (исключая структурную неупорядоченность, которая однако не поддается толкованию: свойственна для всех стадий). Очевидно, судьба каолинита в осадочном цикле может быть различной и вряд ли в природе существует универсальный вариант его трансформации. В нашем случае генезис каолинита связан с палеогеографическими условиями осадконакопления. Теплый и влажный климат в сочетании с невысоким и слабо расчлененным рельефом обусловили каолинитовый тип выветривания пород областей сноса. На кислых интрузивных, эффузивных, а также метаморфических и осадочных породах формируются каолиновые коры выветривания, продукты которых составляют значительную часть сносимого в бассейн седиментации терригенного материала. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой на всех этапах эволюции глинистых отложений сохраняется в качестве порообразующего минерала. В шлифах каолинитовое вещество имеет тонкоагрегатное строение и беспорядочную текстуру; только в глинистых сланцах оно ориентируется параллельно сланцеватости и удлинению других минералов. При этом структурная неупорядоченность каолинита сохраняется. Каолинит не образует псевдоморфоз замещения по обломочным компонентам и глинистой основе, не отмечены также явления перекристаллизации последней вокруг обломочных зерен. На электронно-микроскопических снимках частицы каолинита имеют детритовый облик.

Таким образом, в морском бассейне и при последующих постдиагенетических процессах аллотигенный каолинит не претерпевает существенных изменений. Очевидно, отсутствие конседиментационных или эпигенетических кислых растворов, большого количества органического вещества и сульфидов исключали возможность аутигенной генерации каолинита, а РТ-уровень метагенеза в данном случае оказался недостаточным для глубокого структурного преобразования каолинита.

Гидрослюда характерна для всех типов глинистых и песчаных пород. В глинах и аргиллитах гидрослюда встречается в двух модификациях -  $1M$  и  $2M_1$ , в песчаниках обнаружен только политип  $2M_1$ . На стадии начального катагенеза обычным является соотношение  $1M > 2M_1$ .

В позднем катагенезе роль высокотемпературного поли типа возрастает, в метагенезе гидрослюда 1М почти исчезает. После работ Йодера и Ёгстера (1955) и Уивера (1956) утвердилось мнение об аллотигенном генезисе поли типа 2М<sub>1</sub>. Имеются однако экспериментальные исследования (Velde, 1965), а также данные по природным объектам (Коссовская, Дриц, 1971), свидетельствующие о более широком диапазоне условий образования этого минерала. Установлено также, что при высоком РТ-уровне осуществляется трансформация 1М в 2М<sub>1</sub> (Винклер, 1969; Коссовская, Шутов, 1963; Карпова, 1972). Нет однозначной генетической интерпретации и в отношении гидрослюда 1М. Хотя аутигенная гидрослюда 1М в природе развита широко, все же нет оснований считать его запрещенным аллотигенным минералом; нередко он является главным компонентом глин в терригенных отложениях и достаточно устойчив в осадочном цикле. Можно с уверенностью сказать о наличии в глинах карбонатно-терригенной формации двух генераций (аллотигенной и аутигенной) гидрослюда 1М и 2М<sub>1</sub>. Критериями аллотигенности последних являются: наличие древних осадочных и метаморфических пород как основных источников сноса, преимущественно детритовый облик частиц и обломочные структуры и текстуры глин, развитие глинистых минералов лишь по определенным компонентам пород.

К аутигенной разновидности 1М автор относит мелкие чешуйки гидрослюда, развивающиеся по обломкам пород и остаткам микрофауны: они имеют светло-зеленую окраску, характерный блеск, иногда ориентированы в одной плоскости и реагируют на свет как монокристалл. Это явление особенно характерно для глин, чем очевидно и объясняется ведущая роль поли типа 1М в стадию раннего катагенеза. Аутигенная гидрослюда 2М<sub>1</sub> развивается по глинистой основе сланцев в виде крупных (до 0,1 мм<sup>1</sup>) изометричных и призматических образований.

Пирофиллит и парагонит. Первый в Приараксинской зоне, второй - в Кафанской развиваются по глинистой основе, в самую позднюю стадию изменения пород.

Пирофиллит считался до недавнего времени типичным минералом метасоматических и метаморфических фаций. Милло (1968) указывает на несколько случаев обнаружения обломочного и эпигенетического пирофиллита в осадочных породах. Пирофиллит в цементе песчаников описан А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым. (1963), А. В. Копелиовичем (1965). Сведений о пирофиллите в осадочных отложениях до сих пор еще очень мало, поскольку в них, особенно в глинах, он встречается довольно редко. Несколько больше информации о парагоните, но и этот минерал весьма редок в осадочных отложениях. Наиболее обстоятельно вопрос о генезисе аутигенного пирофиллита рассмотрен в упомянутых публикациях А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова. Ими выделена кварцево-пирофиллитовая фация, которая возникает при региональном эпигенезе кварцевых граувакк и каолинистых глин вслед за кварцево-диккитовой фацией. Последняя фиксируется в мезозойских отложениях Сибирской платформы на глубине 2500 м, а в рифейских и нижнепалеозойских отложениях Русской платформы - на глубине 1000-1500 м (здесь, по-видимому, имеет значение фактор времени). Таким образом, кварц-пирофиллитовая фация располагается непосредственно ниже

указанных глубин, в зоне метазенеза. Пирофиллит образуется по диккиту в результате перехода пород из зоны глубинного эпигенеза в зону метазенеза. Отсутствие щелочей и избыток  $\text{SiO}_2$  связанный с растворением обломочного кварца, приводит к надстраиванию двухэтажной структуры диккита с оем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехэтажной структуры устойчивого пирофиллита. В случае присутствия в интерстиционных растворах калия, в породах данной зоны возникает, как правило, серицит. Авторы ссылаются на экспериментальные работы В. Нолля, И. Грюнера, Б. Стрингхема, выявившими возможность синтеза пирофиллита из гелей  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в тех же условиях, что каолинит, но при более высоких температурах (около  $400^\circ$ ); этот процесс может протекать и при более низких температурах, если концентрация ионов Al ниже ионов Si диккит и пирофиллит могут образоваться в близких условиях при pH ниже 7 и температуре  $200\text{--}300^\circ$ . Допускается, что эпигенетическое изменение кварцево-каолиновых пород протекает при  $\text{pH} \leq 7$ , 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 А. В. Копелиович (1965) также считает возможной парагенетическую связь каолинит-диккит-пирофиллит в зоне эпигенеза-метазенеза. С другой стороны, он допускает, что "между диоктаэдрическими слюдами и пирофиллитом имеются постепенные переходы".

В системе  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$  при атмосферном давлении и температуре  $300\text{--}500^\circ\text{C}$  образуются пирофиллит+бемит+каолинит; в присутствии

Ca, Mg и щелочей при давлении  $87\text{--}300$  атм и температуре около  $400^\circ$  образуются пирофиллит+бемит+талк; при умеренных давлениях и более высоких температурах каолинит и пирофиллит развиваются даже тогда, когда в системе имеется избыток калия. Таким образом, указанный парагенез закономерен в природных и искусственных средах и отражает вполне определенные термобарические условия. Нужно отметить, что в сходных условиях, при умеренных давлениях и температуре выше  $350^\circ$ , пирофиллит может возникнуть и без каолинита, избыток  $\text{Al}_2\text{O}_3$  при этом уходит на генерацию бемита (Дир и др., 1966).

Винклер считает (1969), что при метаморфизме погружения появление метаморфических пород фиксируется ломонит-пренит-кварцевой ассоциацией. Однако по вопросу о границе осадочных и метаморфических фаций нет единого мнения, в частности, ломонитовый парагенез некоторые исследователи относят к осадочным фациям. Действительно, в этих условиях ( $t\text{--}220\pm 20^\circ$ ,  $p\text{--}2\text{--}3$  кбар) многие глинистые минералы, в частности, каолинит и гидрослюда  $2M_1$ , сохраняют устойчивость. Только с подъемом температуры и началом формирования фации зеленых сланцев указанные минералы исчезают. Именно к этому моменту в фации зеленых сланцев впервые появляются парагонит и пирофиллит. Винклер (1969) пишет: "Первое появление пирофиллита и парагонита совпадает с началом фации зеленых сланцев".

Г. В. Карповой (1972) обнаружен парагонит в каменноугольных отложениях Большого Донбасса с максимальными мощностями порядка  $15\text{--}16$  км ( $\sim 4$  кбар), вмещающими антрациты без признаков графитизации ( $400^\circ\text{C}$ ); поле устойчивости парагонита располагается ниже этого уровня - в сторону больших давлений и температур. Парагонит встре-

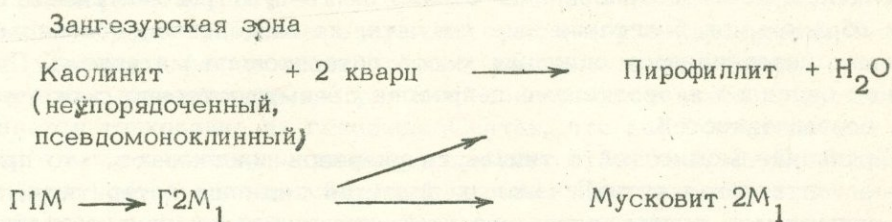
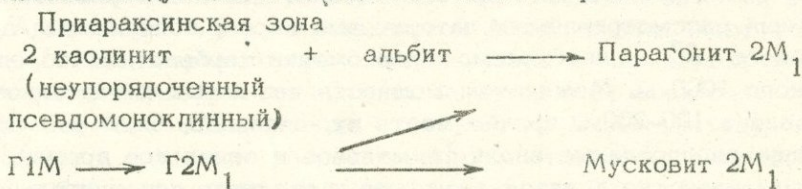
чается в ассоциации с мусковитом  $2M_1$  и хлоритом 11в,  $\beta = 97^\circ$ . Розенфельд (1956) описал парагонит, образовавшийся в близких термобарических условиях, Грюнер (1942) синтезировал его при температуре  $400^\circ\text{C}$ .

Таким образом, эти минералы отражают более высокую степень изменения, чем ломонит-пренит-кварцевый парагенез. Примерные термобарические условия возникновения парагонита оцениваются в  $400^\circ\text{C}$  и 4000 бар., пиррофиллиту, очевидно, соответствуют несколько большие значения температуры и давления.

Подведем итог. Нет сомнения, что парагонит и пиррофиллит развиваются по глинистой основе, т.е. по моноклинному каолиниту с неупорядоченной структурой, либо по гидрослюде  $2M_1$ . Они фиксируют весьма высокий уровень изменения пород, характерный для фаций зеленых сланцев, в которых каолинит неустойчив. Однако каолинит и гидрослюда  $2M_1$  сохраняются в глинистых сланцах карбонатно-терригенной формации в качестве основных компонентов. Эти, казавшиеся бы, взаимоисключающие обстоятельства свидетельствуют о двойственной природе глинистых сланцев, которые намечают на некоторых участках развития карбонатно-терригенной формации переходные фации от нормально-осадочных к собственно метаморфическим. Как отмечалось, эти фации пока еще изучены слабо, что, очевидно, и является причиной их разного толкования. Можно думать, что для разных регионов (геосинклиналей, платформ, авлакогенов) и, разумеется, для разных петрографических семейств, они будут иными (хотя, возможно, и близкими). Иначе говоря, для решения вопроса о переходных фациях в полном его объеме необходимо изучить их в пределах различных структур с разным петрофондом, а затем уже их типизировать. В нашем случае речь идет о базальной формации субплатформенного этапа развития. Для изменений типа метабазиса в таких условиях необходимы значительно большие амплитуды погружения, чем это имело место при формировании карбонатно-терригенной формации, мощность которой в Зангезурском районе составляет всего несколько сот метров. Даже с учетом возраста пород приходится допустить, что площадь распространения карбонатно-терригенной формации характеризовалась повышенной проницаемостью и наличием дополнительного притока тепла. Таким мощным фактором физического воздействия на породы, как нам кажется, был орогенез, имевший место в мезо- и палеогене-неогене - в последующий этап геосинклинального развития региона. Таким образом, появление переходных фаций было вызвано суммарным эффектом воздействия регионального метаморфизма и метаморфизма погружения. С уверенностью можно сказать, что образование пиррофиллита и мусковита связано с региональным метаморфизмом. Скорее всего парагонит формируется совместно с пиррофиллитом, однако образование его может быть связано и с глубинными хлоридно-натровыми водами, зона распространения которых примерно совпадает с зоной метабазиса при метаморфизме погружения (подробнее об этом будет сказано позднее). Термобарический уровень при небольшой амплитуде погружения был явно недостаточен даже для образования ломонитовой фации. Вовлечение пород (испытывавших незначительные изменения при метаморфизме погружения) в орогенез приводит к выпадению из раз-

реза указанной фации и генерации высокотемпературных минералов, характерных для регионального метаморфизма. При таком толковании становится понятным распространение наиболее высокотемпературного минерала - пиррофиллита - в Зангезурской (приразломной) зоне, где мощность теплового потока была более значительной.

В заключение следует сказать о вероятных рядах постседиментационной трансформации глинистых минералов. Наиболее реальными представляются следующие постседиментационные ряды:



Указанные минералы и ряды трансформации характеризуют конкретную ситуацию. Набор критических минералов, следовательно, и постседиментационные ряды, в любом случае будут зависеть от исходного петрологического вещества. Не исключено, однако, что для аналогичной геологической обстановки и породной ассоциации (каолинит - гидрослюдистые глины - кварцевые песчаники - кварциты) эти минералы могут иметь общее значение. По крайней мере, можно считать реальностью существование ассоциации пиррофиллит-парагонит-неупорядоченный каолинит-гидрослюда  $2M_1$ , фиксирующей предметаморфические фации в рассмотренных выше условиях.

Формация древней латеритовой коры выветривания образовалась после регрессии визейского моря, когда наступил перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся в течение среднего-позднего карбона. Континентальный режим устанавливается на обширной территории южного Закавказья, а также в сопредельных областях Ирана и Анатолии. К этому времени умеренно влажный и теплый климат сменяется тропическим. Уже в среднекарбовое время указанная территория располагалась вдоль экватора и входила в центральную тропическую зону (Н. М. Страхов, 1960). Рельеф средне-позднекарбовой суши был невысоким, сглаженным и имел конформное со структурами строение: антиклиналям соответствовали поднятия, синклиналям - понижения. Тропический климат и невысокий слаборасчлененный рельеф обусловили интенсивную химическую дифференциацию пород и образование каолиновой коры выветривания. Минеральный состав латеритов указывает на формирование этой коры за счет пород карбонатно-терригенной формации верхнего девона - нижнего карбона и, отчасти, более

древних осадочных, магматических и метаморфических пород.

Интенсивному выщелачиванию подвергались также ранее образовавшиеся известняки визейского яруса, что обусловило формирование сравнительно контрастного рельефа и эрозионных депрессий. Последние служили своеобразными аккумуляторами латеритового вещества. Но этим и ограничивалась роль визейских известняков в процессе бокситообразования. Нерастворимый остаток карбонатных пород визея составляет в среднем 15%. Простые расчеты показывают, что для образования всего объема рассматриваемых латеритовых пород, содержащих до 25–30% валового  $Al_2O_3$  необходимо разложение карбонатных пород мощностью около 1000 м. Между тем мощность размытых известняков визея составляет 100–200 м, причем часть их, очевидно, была размыта в последующие регрессивные эпохи (в меловое и эоценовое время). Таким образом, известняки визея возможно и являлись дополнительным источником бокситообразования, однако их следует рассматривать главным образом как благоприятные ловушки, на выщелоченной поверхности которых накапливалась основная масса латеритового материала. Последний сносился в эрозионные депрессии преимущественно с окружающих возвышенностей.

Сравнение мощностей и типизация разрезов показывают, что присводовые части узких антиклинальных поднятий сложены латеритами; которые непрерывно подвергались размыву, причем выносился в основном глинистый материал каолинитового состава. Но с некоторых поднятий вынос вещества был значительно более интенсивным и потому на месте сохранилась только известняковая дресва, слабо сцементированная железненным песчано-глинистым материалом. Мощности латеритовых образований на этих антиклинальных поднятиях (Кадрлинская, Бозагыльская и др.) резко сокращены (0,5–0,7 м) сами же латериты, хотя и обогащены гематитом и гидроокислами железа, но почти не содержат бобовин (бокситов). Очевидно, в понижения рельефа материал заносился не только с ближайших антиклиналей, но и с сравнительно отдаленных площадей развития каолиновых кор выветривания. Во всех случаях перемещение вещества до пермской трансгрессии происходило в пределах суши, поэтому латеритовый материал в конечном итоге накапливался на поверхности визейских известняков, в низинах, образуя здесь карманы, линзы, реже пачки с неявно выраженной слоистостью. Наиболее полные разрезы бокситоносных пород наблюдаются в синклиналях: мощность их достигает здесь более 70 м. Влияние пермской трансгрессии на латеритовые породы в синклиналях и антиклиналях было противоположным. Море заливает прежде всего пониженные (синклинальные) участки; последовавшее за этим интенсивное осаднение карбонатов приводит к образованию мощной известняковой покрывки, которая предохраняет латериты от дальнейшего размыва. Антиклинальные же поднятия затоплялись значительно позже, эрозия латеритов здесь продолжалась, но сносимый материал осаждался уже в морском бассейне. Именно так образовались конгломераты Сарипапской антиклинали. Таким образом, незначительным перемещением латеритового вещества с антиклинальных поднятий в пермский бассейн завершается образование формации древней коры выветривания.

За последнее время опубликованы две статьи, в которых оспаривается средне-верхнекарбонный возраст латеритовых пород. Р. Г. Гулиев и соавторы (1972) усматривают перерыв между пермью и триасом на территории Нахичеванской АССР, к которому, по их мнению, и приурочены бокситоносные породы. Утверждение это является неожиданным, поскольку отложения нижнего триаса повсеместно залегают на верхнепермские известняки без углового и стратиграфического несогласия. Так считают все геологи, изучавшие указанные отложения на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР, в том числе и Ш. А. Азизбеков (1961), карта которого использована в упомянутой публикации. Более подробная критика позиции ее авторов приводится в статье Э. Я. Левена (1973). Вместе с тем, Э. Я. Левен считает, что латериты слагают основание разреза пермских отложений. Казалось бы разница небольшая между этой точкой зрения и Р. А. Аракеляна (впервые обосновавшего возраст этих пород) и автора (1976): в обоих случаях латеритообразование связывается со средне-верхнекарбонным перерывом. Однако, в зависимости от того, слагают ли эти породы основание перми или локализованы на размытой поверхности визея существенно меняется толкование их генезиса. Считая, что все бокситоносные породы слагают основание разреза пермских отложений, Э. Я. Левен приписывает им латеритно-осадочный генезис. При таком толковании трудно объяснить гетерогенное строение формации древней коры выветривания. Если считать, что все латериты связаны с базальными слоями перми, то необходимо допустить также их перемыв в полном объеме, нивелирование мощностей, однородное строение разрезов и устойчивость состава слагающих их пород, чего на самом деле не наблюдается. Другими признаками неосадочного генезиса латеритов являются: сплошная красная окраска пород (нет следов влияния глеевых процессов), отсутствие фауны, слоистости (наблюдаемая местами неясно выраженная слоистость — результат деятельности временных потоков), сортировки материала по размерам частиц, диагенетических и эпигенетических минералов. Автор допускает переотложение латеритового вещества в пермский бассейн (что имело место, в частности, на участке Сарипапской антиклинали), однако считает, что основная его масса образуется на суше и находится либо в первичном залегании (в антиклиналях), либо во вторичном — в результате перемещения в эрозионные депрессии до наступления пермского моря. Последующие меловая и палеогеновая трансгрессии местами эродировали не только пермские отложения, но и подстилающие их известняки визея с латеритами; вследствие этого палеогеновые отложения с базальным конгломератом залегают непосредственно на более древние горизонты нижнего карбона.

Важным в проблеме бокситов является вопрос об источнике и механизме образования глиноземных минералов. По этому вопросу имеются различные точки зрения (Г. И. Бушинский, 1964; А. П. Никитина и др., 1971; С. И. Бенеславский, 1974); в каждом конкретном случае он решается в зависимости от особенностей объекта, геологической обстановки. В нашем случае источником бокситообразования очевидно являлся каолинит. В шлифах не отмечены псевдоморфозы или иные признаки замещения каолинита минералами глинозема. Однако то обсто-

ятельство, что бобовины встречаются исключительно в глинистых латеритах, в которых каолинит является порообразующим минералом, свидетельствует о тесной генетической связи последнего с глиноземными минералами. Главным фактором бокситообразования была десиликация каолинитового материала, осуществляемая поверхностными водами. Известно, что растворимость  $\text{SiO}_2$  в гипергенном цикле практически не изменяется при pH от 0 до 9, образование же бокситов происходило в диапазоне от слабокислой до слабощелочной реакции. На водопроницаемом карбонатном ложе вынос силикатного  $\text{SiO}_2$  бескремнистыми дождевыми водами происходил достаточно интенсивно – вплоть до распада решетки каолинита на тетраэдрические и октаэдрические блоки. В этих условиях  $\text{Al}_2\text{O}_3$  практически оставался инертным. Движение растворов к уровню грунтовых вод сопровождалось повышением концентрации, понижением температуры и, как следствие этого, падением их агрессивности. Все это способствовало обогащению свободным глиноземом пород верхней части разреза формации, чем и объясняется наличие бобовин исключительно в кровле латеритовых тел. Аморфный глинозем здесь полностью осаждался, образуя стяжения и в дальнейшем бобовины, в составе которых единственный алюминиевый минерал представлен диаспором; гиббсит же присутствует в легкой фракции глинистых латеритов в тесной агрегации с каолинитом. Сказанное позволяет заключить, что диаспор является минералом поздней генерации, образовавшимся за счет полигидратных форм  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в результате метаморфизма бокситоносных пород. Представляется вероятным следующий ряд преобразования свободного глинозема: алюмогель – гиббсит – бемит – диаспор. Значительная примесь железа, титана, кремния и других элементов в составе бобовин также свидетельствует об образовании последних за счет гелей.

Таким образом, намечается несколько стадий образования бокситоносных пород:

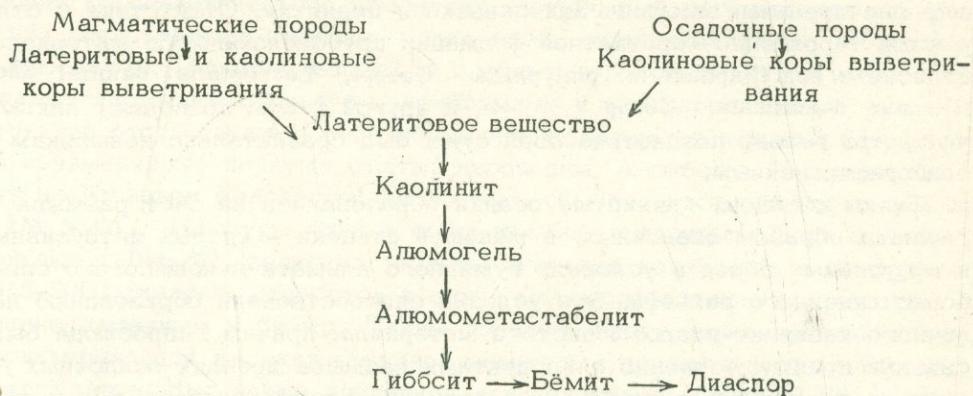
1) стадия формирования каолиновых и латеритовых кор выветривания на осадочных и магматических породах; в эту стадию происходит интенсивный вынос Na, K, Ca, Mg, Fe, силикатного Si; щелочи и щелочные земли выносятся за пределы поля развития кор выветривания, железо окисляется и осаждается, окрашивая продукты выветривания в красный цвет;

2) стадия перемещения латеритового вещества в эрозионные депрессии, отчасти в пермский бассейн; для этой стадии характерным является дальнейшая десиликация латеритового вещества и образование минералов свободного глинозема;

3) стадия метаморфизма и генерации диаспора.

Рассматриваемые породы не являются типичными бокситами, они скорее относятся к бокситоносным латеритовым образованиям, отчасти к латеритово-осадочным. Процесс десиликации вещества протекал недостаточно интенсивно для образования собственно бокситов. Очевидно, это было вызвано близостью латеритов к уровню грунтовых вод, которые obviously препятствуют завершению процесса бокситообразования; менее вероятны другие причины – ресиликация, последующий размыв и т.д. Не исключено, однако, что в некоторых синклиналях,

Стадии образования бокситоносных пород и минералов свободного глинозема



где уровень грунтовых вод был глубоким, а также на тех антиклинальных участках, которые сохранились от размыва, могли образоваться промышленные типы бокситов. На выявление таких участков и должно быть обращено внимание при поисковых работах.

Терригенная угленосная формация знаменует завершение герцинского цикла осадконакопления на территории Армянской ССР. Прогибание и трансгрессия, имевшие место в пермское – раннемезозойское время и обусловившие формирование мощной (до 1500 м) карбонатной формации (Р-Т<sub>2</sub>), сменяются в конце триаса инверсией и затем освобождением области от морского покрова. Уже в рэтский век Приараксинская зона припаивается к Закавказскому поднятию, вследствие чего образуется обширная суша, простиравшаяся вплоть до центральной части геосинклинали Большого Кавказа.

Согласно Н. М. Страхову (1960), территория Закавказья в триасе располагалась в пределах северного аридного пояса. Действительно, засушливость климата с пермского времени постепенно возрастает, а уже в триасе устанавливается типичный аридный климат. Нужно однако отметить, что ряд признаков свидетельствует о зональности аридного поздне триасового климата Армении. В частности, в Джерманисском бассейне и прилегающих к нему участках суши условия были гумидными (углеобразование, наличие в отложениях остатков тропической флоры), а в Нахичеванской зоне – аридными (интенсивное доломитообразование). Мозаичный характер поздне триасового климата, очевидно, был обусловлен вертикальными тектоническими движениями, которые способствовали образованию природных барьеров, сдерживающих влияние соседних климатических зон.

Для терригенно-карбонатной формации характерны следующие ассоциации аплотигенных неглинистых минералов: 1) кварц (с нормальным погасанием) – циркон (окатанный) – обломки осадочных пород; 2) кварц (с мозаичным погасанием) – турмалин – мусковит – обломки метаморфических пород; 3) циркон (бипирамидальный, неокатанный) – обломки кислых магматических пород. Наиболее широко распространена первая

ассоциация, образовавшаяся в результате переотложения древних осадочных пород. Источником второй и третьей ассоциаций являлись метаморфические, а также кислые интрузивные и эффузивные породы, слагавшие значительные площади Закавказского поднятия. Отсутствие в отложениях терригенно-карбонатной формации грубообломочного материала, наличие в них *Claphoteris platyphilla* Goerp., *Laceopteris daintrei* Shenk., *Nilsonia acauminata* Coerp и другой флоры позволяют заключить, что рельеф поздне триасовой суши был сравнительно невысоким и слаборасчлененным.

Таким образом, глинистые осадки образовались за счет размыва главным образом осадочных, в меньшей степени — кислых интрузивных и эффузивных пород в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. Эти условия способствовали образованию первичного каолинит-гидрослюдистого материала, причем гидрослюда была связана преимущественно с продуктами размыва древних осадочных толщ, а каолинит — с корами выветривания кислых интрузивных и эффузивных пород. Очевидно, этим объясняется преобладающая роль гидрослюды в составе глинистого вещества. В бассейне седиментации и в стадию постдиагенетического преобразования пород соотношение указанных компонентов сохраняется, хотя глинистое вещество и претерпевает заметные изменения.

Глинистые осадки каолинит-гидрослюдистого состава отлагались на заболачивающихся участках регрессирующего моря в восстановительной и слабокислой обстановке, в прибрежно-дельтовых условиях. Наряду с богатой морской фауной, в глинах имеются прекрасно сохранившиеся отпечатки листьев, ветвей, стеблей. Глинообразование пространственно было сопряжено с процессом углеобразования. Эти условия (обилие органики, кислая реакция) способствовали генерации каолинита уже в стадию диагенеза. Каолинит образует псевдоморфозы замещения по глинистой основе, обычно в местах скопления органического вещества, в трещинках и порах. Очевидно, он развивается за счет порообразующей гидрослюды и перекристаллизации обломочного каолинита. Замещенные каолинитом участки в виде тонкоагрегатного вещества с точечной поляризацией выделяются на фоне основной массы ориентировкой частиц, более крупными размерами агрегатов и низким двупреломлением; иногда такие участки погасают как монокристалл. Нужно однако отметить, что описанное явление развито не столь широко, чтобы связать с ним генезис всего каолинитового вещества глин. Это обстоятельство, а также благоприятные условия для образования каолинита на суше и присутствие его в древних осадочных толщах, заставляют думать, что значительная часть этого минерала в глинах терригенно-карбонатной формации имеет аллотигенное происхождение. Обломочный каолинит при наличии обильной органики в бассейне седиментации находился в равновесном состоянии со средой диагенеза; в последующих циклах он сохранился в результате консервации в непроницаемых глинистых породах.

Диоктаэдрическая гидрослюда  $2M_1$  в глинах угленосной формации имеет аллотигенное происхождение и связана с продуктами размыва древних осадочных и метаморфических пород. Ранее было показано, что в глинах карбонатно-терригенной формации аутигенная ги-

гидрослюда  $2M_1$  в ассоциации с парагонитом  $2M_1$  и пирофиллитом развивается в стадию метагенеза, отчасти – позднего катагенеза. Эти явления в глинах угленосной формации не наблюдаются: они находятся на уровне катагенетического изменения. Аутигенные неглинистые минералы в них представлены пиритом, марказитом, сидеритом, редко – баритом и флюоритом. Перемежающиеся с глинами зернистые породы имеют нормально-осадочные структуры, конформные и инкорпорационные типы структур отсутствуют. Среди обломочных минералов нередко встречаются неизменные полевые шпаты, пироксены, амфиболы. В глинах хлорит представлен железистой разновидностью; обычное соотношение гидрослюд  $1M_1 > 2M_1$ . Текстуры глин в основном беспорядочные. Угли высокозольные (20–60%), величина теплоты сгорания колеблется в пределах 3515–8000 ккал/кг, относятся к слабо метаморфизованным разновидностям – длиннопламенным и бурым. Таким образом, генерация гидрослюд  $2M_1$ , характерная для высоких ступеней изменения пород, в данном случае исключается. Нет также критериев для отнесения поли типа  $2M_1$  к диагенетическим или раннекатагенетическим образованиям. Отметим, что глины содержат в среднем до 3% обломочного мусковита (биотит почти отсутствует), который не несет никаких следов изменения.

Диоктаэдрическая гидрослюда  $1M$  встречается; как правило, совместно с  $2M_1$ , в соотношении  $1M > 2M_1$ . По данным А. Г. Коссовской (1971), важным источником аутигенного поли типа  $1M$  в терригенных отложениях является биотит. В глинах угленосной формации биотита почти нет и все же автор считает, что часть гидрослюд  $1M$  имеет аутигенное происхождение. Древние осадочные породы, испытавшие глубокое изменение, тем более метаморфические, не могли быть поставщиком столь значительного количества гидрослюд  $1M$ : в терригенных формациях она исчезает в основном уже в стадию раннего метагенеза (Карпова, 1972). Очевидно, аутигенная генерация поли типа  $1M$  происходит в стадию диагенеза – за счет полевых шпатов и других метастабильных продуктов. Содержание измененных (пелитизированных) полевых шпатов, обломков пород) составляет в среднем 75% легкой фракции. Вследствие методических трудностей, детальное исследование продуктов изменения невозможно. Судя по интерференции и характерному матово-шелковистому блеску, они относятся к гидратированным слюдам. Представлены эти продукты слабо поляризующими тонкочешуйчатыми агрегатами, нередко оптически ориентированными и реагирующими на свет по суммарному эффекту. Данные электронографии в большинстве случаев указывают на высокую степень совершенства структуры гидрослюд  $1M$ , что также является признаком ее аутигенности. Нужно добавить, что в глинах угленосной формации содержится в среднем до 2% обломочной зеленой слюды, которая, возможно, была одним из источников образования поли типа  $1M$ .

Значительные трудности представляет генетическая интерпретация минералов-примесей: хлорита, монтмориллонита, смешанослойной фазы Г-М. В сумме они составляют не более 20% глинистой фракции, что исключает возможность их детального исследования. Можно предположить, что железистый хлорит образуется по обломкам эффузивных пород и темноцветным минералам. Не исключено, что хлоритизация последних

имеет место уже в коре, однако аналогичный хлорит в олигоцен-миоценовых песчаниках явно аутигенного происхождения. В случае большого количества обломков пород (или крупных пирокластов), новообразованный хлорит перемещается в цемент и становится его важной составной частью. Диагенетические  $14\text{A}$  хлориты описаны Г. В. Карповой (1972) в угленосных формациях Днепровско-Донецкой впадины; предполагается синтез хлорита в среде диагенеза с избытком железа и реакционноспособного алюмосиликатного материала. Менее вероятным кажется аллотигенное происхождение хлорита в рассматриваемой формации: при наличии метаморфических и глубоко измененных древних осадочных пород в качестве источников сноса в осадках фиксировались бы в основном железисто-магнезиальные и магнезиальные хлориты.

Трудно допустить образование монтмориллонита за счет главных источников сноса — пород, дифференциация которых происходила в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. С другой стороны, отсутствие синхронного осадконакопления вулканизма (не только эксплозивного, но и других форм), кислая реакция, обусловленная интенсивным разложением растительности в обстановке полузамкнутого водоема, исключали аутигенную генерацию монтмориллонита. Между тем, в глинах многих угленосных формаций монтмориллониты различного генезиса (преобразование гидрослюд, синтез в катагенетических порах и т.д.) являются чуть ли не постоянными, хотя и второстепенными компонентами. В нашем случае наиболее вероятным кажется привнос монтмориллонита из соседних аридных зон. В частности, Нахичеванская зона, где отлагались доломиты, отстояла от джерманисского бассейна всего на расстояние 20–30 км. Монтмориллонит встречается в ассоциации с неупорядоченным смешанослойным образованием типа Г-М с различным соотношением слюдистых (Г) и разбухающих (М) слоев (первые всегда преобладают). Очевидно Г-М образуется за счет монтмориллонита путем необменной фиксации К в межслоевых промежутках в постседиментационную стадию.

Таким образом, глинистые минералы угленосной формации имеют двойственную природу — аллотигенную и аутигенную. Формирование их парагенезов контролируется главным образом палеогеографическими условиями (климат, состав размываемых пород, рельеф); вместе с тем, влияние постседиментационных процессов достаточно ярко проявляется на всех этапах эволюции глинистых осадков.

## Глава 1У

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ РАННЕАЛЬПИЙСКОГО- -РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА (I<sub>1</sub>-Cr<sub>1</sub>)

#### Сомхето-Кафанская зона

Подзоны Шамшадинского, Алавердского, Кафанского антиклинориев и Иджеванского синклинория

#### Базальная граувакко-сланцевая формация (нижняя юра)

Отложения базальной формации распространены в пределах Шамшадинского антиклинория, на северном склоне Мургузского хребта, в верховьях р. Ахум. Отложения эти узкой полосой протягиваются с запада на восток - от г. Инак-даг до бассейна р. Асрик-чай (Азербайджанская ССР). Залегают они на метаморфических сланцах эопалеозойского возраста. Максимальная мощность отложений (на территории Армянской ССР) составляет 300-320 м. Формацию слагают главным образом кварцевые песчаники, аргиллиты и глинистые сланцы. Толща прорвана дайками диабазового состава. С некоторыми из них связана гидротермальная деятельность, вследствие чего вмещающие глинистые породы метаморфизованы и гидротермально изменены. Ближе к эндоконтам интенсивность изменений возрастает. В частности, породы здесь рассланцованы, окремнены, иногда карбонатизированы и гематитизированы, включают сульфидную минерализацию (мелкая вкрапленность пирита и халькопирита).

Отложения базальной формации почти не содержат остатков фауны и флоры, отмечены только редкие и плохо сохранившиеся экземпляры пелеципод (Азарян, 1971). На территории Азербайджанской ССР обнаружены аммониты (Гасанов, 1967), сравнительно много фауны найдено на Локском массиве (А. Т. Асланян, 1958).

Глинистые породы составляют около 40% объема формации. Мощность их пластов иногда достигает 20 метров, но обычно колеблется в пределах 0,5-1,5 м. Цвет глин желтовато-серый, голубовато-серый, серый, темно-серый, черный. Аргиллиты почти всегда темно-серые и черные; светлые и желтоватые разности встречаются среди сланцев. Аргиллиты очень плотные, глинистые сланцы легко распадаются на листочки. Сланцеватость обычно тонкая и средняя, развивается парал-

лельно напластованию, иногда под небольшим углом. По простиранию рассланцованные породы часто переходят в массивные разности. В глинах обнаружены редкие глинистые конкреции; сравнительно чаще они встречаются в разрезе у кочевки Чатах. Размер конкреций 5–10 см, форма эллипсоидальная, иногда шаровидная. В этом же разрезе, а также у кочевки Тандрлу, глины содержат значительное количество углестого вещества, отмечены отпечатки растительных остатков. Мелкие трещины и поры часто выполнены гидроокислами железа (продукты окисления пирита и халькопирита). Сплошные налеты их отмечаются на плоскостях напластования.

Карбонатность глинистых пород низкая (0,2–3%), в среднем составляет 0,3%. Среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм составляет 50%, 0,001–0,01 мм – 29%, 0,01–0,1 мм – 12%,  $> 0,1$  мм – 10%.

Структуры мегапелитовые, лептопелитовые, алевропелитовые, текстуры беспорядочные, слабоориентированные, микрослоистые, сланцевые. Частицы песчано-алевритовой размерности представлены окатанными или полуокатанными зернами кварца (до 50–60%), измененным вулканическим стеклом (до 40%), обломками эффузивных и осадочных пород (до 10%), полевыми шпатами, обычно интенсивно измененными (до 5%), единичными зернами циркона, рутила, бесцветного или розового граната. Очень редко встречаются двойники плагиоклаза. В разрезе у кочевки Арчи-кохер глинистые породы имеют в основном тонкообломочную реликтовую пепловую структуру и представляют собой перерожденный пепловый туф. Сложены они очень мелкими обломками кварца и рогульками стекла, сцементированными глинистым (слюдистым) веществом, развивающимся по однородному стекловатому материалу. Более крупные, обычно ориентированные субпараллельно, стекла замещаются лимонитом и гидрослюдой, которые развиваются также вдоль трещин. Крупные обломки стекла встречаются в редких образцах и в незначительных количествах. В разрезе у кочевки села Чин-чин преобладают глины с реликтовой фельзитовой структурой и микрослоистой текстурой, обусловленной чередованием частиц алевритовой и глинистой размерности. Примесь пирокластического материала представлена обломками эффузивных пород кислого состава и частицами раскристаллизованного стекла с низким показателем преломления. Последние нередко имеют идеально округлую форму. По глинистой основе и обломкам пород развиваются игольчатые новообразования гидрослюды. Иногда обломки вулканического стекла раскристаллизованы в волокнистые агрегаты также слудистого состава (особенно это характерно для глин разреза у кочевки Гети-богаз). Алевритовые частицы представлены в основном кварцем (до 50%).

Вблизи даек в глинах развивается микротрещиноватость; для них характерно наличие пересекающихся прожилков вторичного кварца и лимонита. В усложненном варианте эти явления отмечены в разрезе у кочевки Чатах. Здесь тонкопелитовый пирокластический материал раскристаллизован в криптофельзит и замещается гидрослюдой. Породы пересечены трещинками, одни из которых выполнены кварцем, другие – лимонитом, кварцем и серицитом (рис. 7). Последний нередко образует самостоятельные участки, погасающие как монокристалл. Лимо-

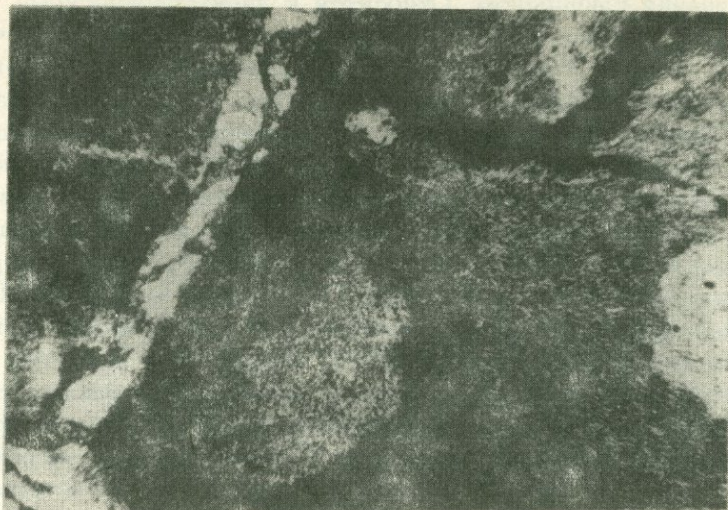


Рис. 7. Реликтовая туфовая мегапелитовая структура. Округлые образования с четкими контурами – вулканическое стекло (пирокласты), преобразованное в скрытокристаллический агрегат гидрослюд. Видны пересекающиеся прожилки серицита и кварца (светлые полосы). Ув. 100, николи +. Базальная форма.

нит обычно располагается вдоль стенок трещин, а кварц и серицит слагают их центральную часть. По глинистой основе развиваются удлиненно-призматические и игольчатые новообразования гидрослюд, тонкочешуйчатый эпидот, реже хлорит. Сравнительно интенсивно хлоритизация выражена в глинистых породах в разрезе у кочевки Кечут. Эпидот нередко развивается по обломкам пород и минералов, но обычно последние замещены серицитом и гидрослюдой. В глинистой основе много рудной сыпи. Окисляясь, они образуют разводы, затушевывающие детали строения породы.

Наиболее распространенными неглинистыми минералами в глинах являются гидроокислы железа (25% тяжелой фракции), пирит + халькопирит (5–10%), гематит (5%), магнетит (до 4%), эпидот (5–40%), циркон (1–4%), гранат (1–3%); почти постоянно, но в единичных зернах встречаются турмалин, корунд, пикотит, рутил, реже диопсид, авгит, гиперстен, роговая обманка, хлорит, мусковит. В легкой фракции установлены измененные минералы и обломки пород (до 100%), полевые шпаты (2–5%), кварц (2–5%), вулканическое стекло. Из глинистых минералов установлены гидрослюда (80–90%), хлорит (10–20%) и каолинит (10%).

Гидрослюда является единственным породообразующим глинистым минералом. Диагностируется по интенсивным рефлексам с  $d(001) = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$  и т.д., которые не изменяются после прокаливания образ-

цов и насыщения глицерином. Относится к диоктаэдрическому типу, модификации  $2M_1$ . Параметры элементарной ячейки:  $a = 5,16\text{Å}$ ;  $b = 8,96\text{Å}$ ;  $c = 20\text{Å}$ ;  $\beta = 95^\circ 12'$ ; структура минерала совершенная. На электронно-микроскопических снимках глинистые частицы имеют неопределенную форму. На кривых нагревания (рис. 8) фиксируются три (или два) эндозффекта. Первый с максимумом при  $90-100^\circ\text{C}$  выражен весьма слабо (на некоторых термограммах он вообще отсутствует), что свидетельствует о ничтожном содержании в минерале адсорбционной воды. Очевидно, гидрослюда по составу близка к мусковиту, что подтверждается данными химического анализа (табл. 17). Второй эндозффект (выделение кристаллизационной воды) с максимумом при  $560-580^\circ\text{C}$  выражен значительно интенсивнее; возможно это объясняется наличием примеси хлорита. Последний диагностируется по базальному рефлексу средней интенсивности с  $d(001) \sim 14\text{Å}$ , который не изменяется после прокаливания и насыщения образцов глицерином. Судя по кривым нагревания, минерал относится к железисто-магнезиальному типу. На термограммах глин с существенной примесью хлорита интенсивность второго экзозффекта возрастает.

Каолинит фиксируется по слабым отражениям с  $d(001) \sim 7\text{Å}, 3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливания образцов. В глинистой фракции песчаников установлены гидрослюда  $2M_1$  (преобладает), железисто-магнезиальный хлорит и каолинит (табл. 16). Причем все три минерала совместно не фиксируются: с гидрослюдой  $2M_1$  встречается либо хлорит, либо каолинит. На сканирующих снимках песчаников (рис. 9) глинистые частицы имеют неопределенную, реже гексагональную и удлиненно-призматическую форму.

Распределение глинистых минералов в разрезе формации не контролируется, на площади ее распространения отмечены следующие особенности. Наиболее обогащены каолинитом глины в разрезе у кочевки Карнут. Здесь каолинит в большинстве случаев является главной примесью. В породах всех других разрезов постоянной примесью является хлорит, наибольшие содержания которого отмечены в разрезах у кочевок Чатах, Тандрлу, Гетибогаз и села Навур. Почти мономинеральные гидрослюдистые глины имеются только в разрезе у кочевки Кечут. Таким образом, в базальной формации выделяются три ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая; 2) каолинит-гидрослюдистая; 3) каолинит-хлорит-гидрослюдистая.

Обращает внимание повышенное содержание (табл. 17) в глинах  $\text{SiO}_2$  что объясняется присутствием в них свободного кремнезема (кварца). Ничтожное содержание низкотемпературной воды свидетельствует о высокой степени метаморфизма глин терригенной формации и мусковитизации гидрослюды. На мусковитизацию породообразующей гидрослюды указывает также наличие в глинах значительного количества  $\text{K}_2\text{O}$ .

Из малых элементов (табл. 18) только  $\text{Cu}$  и  $\text{Ba}$  содержатся в количествах, превышающих на порядок соответствующие кларки в осадочных глинах. Повышенное содержание первого обусловлено общей зараженностью пород базальной формации халькопиритом, наличие же большого количества  $\text{Ba}$  трудно объяснить. По устному сообщению П. М. Капдяняна, который располагает соответствующими анализами, родни-

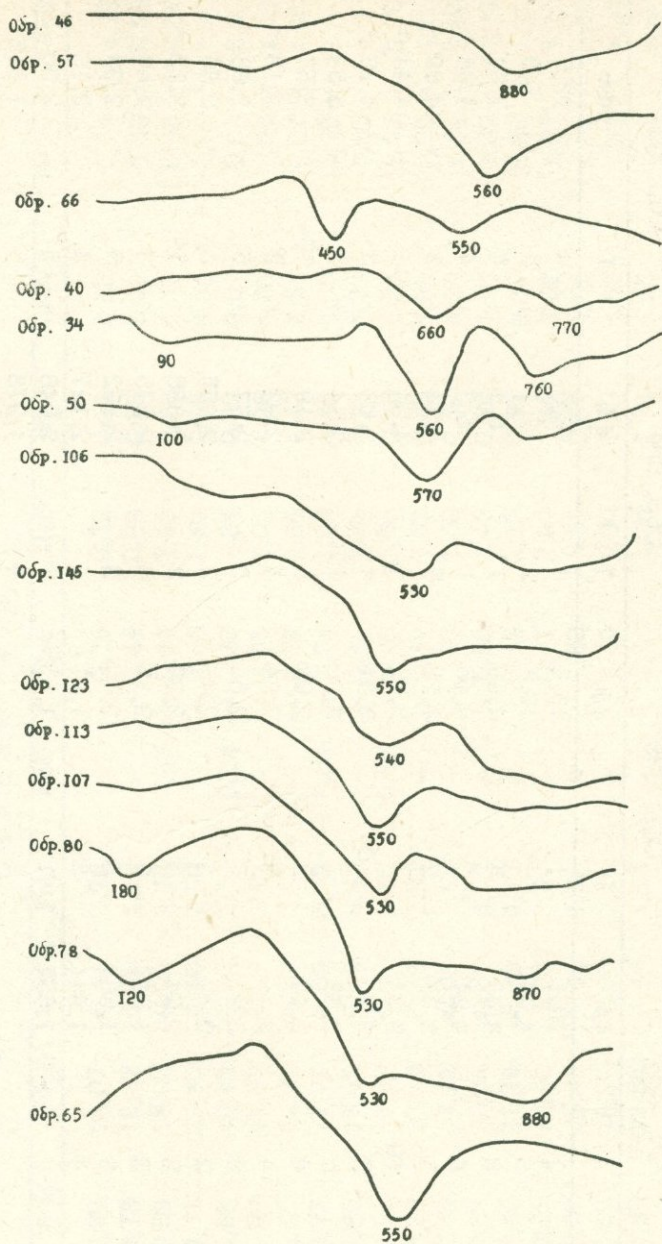


Рис. 8. Термограммы глин базальной граувакко-сланцевой формации.

ковые и речные воды в пределах Шамшадинского антиклинория также резко обогащены Ва.

Результаты рентгеновского анализа глинистой фракции песчаников базальной формации

Обр. 601		Обр. 602		Обр. 603		Обр. 604		Обр. 605	
I.	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	10,0	2	10,1	1	13,4	4	10,0	4	13,9
1	4,97	3	4,99	6	10,8	2	7,1	6	9,9
6	4,25	6	4,48	4	4,98	1	5,4	5	7,02
2	4,03	4	4,24	5	4,44	1	5,3	4	4,98
10	3,34	2	3,71	2	4,23	5	4,24	3	4,69
3	3,19	10	3,34	3	3,70	4	4,04	2	4,44
4	2,45	2	3,20	10	3,34	4	3,68	3	4,23
3	2,28	5	2,58	1	3,08	10	3,34	5	3,53
2	2,23	4	2,45	2	2,98	6	3,19	10	3,55
2	2,12	4	2,38	3	2,84	4	2,93	2	3,18
1	2,00	2	2,27	6	2,56	5	2,57	5	2,98
2	1,980	2	2,12	3	2,45	5	2,455	3	2,86
4	1,817	2	2,04	3	2,39	2	2,386	5	2,55
4	1,541	5	1,817	3	2,13	5	2,276	3	2,44
		3	1,667	5	2,00	3	2,232	5	2,38
		4	1,541	3	1,817	4	2,127	3	2,13
		2	1,501	1	1,500	3	2,046	5	2,00
						4	1,973	3	1,813
						6	1,817	3	1,660
						5	1,540	3	1,497
						1	1,500		

Результаты химического анализа глин и глинистой фракции песчаников  
(обр. 601 и 604) базальной формации

№№ обр.	О к с и л ы в %											
	SiO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
65	62,60	0,66	19,57	6,41	0,28	-	0,36	0,72	0,11	5,30	0,74	4,12
60	63,51	0,73	19,32	5,28	1,12	-	0,44	0,63	0,35	5,21	0,35	3,50
66	65,04	0,88	16,90	3,09	3,74	0,05	0,36	7,83	0,39	4,21	0,49	3,86
71	60,24	0,77	22,40	1,69	2,59	-	0,42	1,82	0,53	4,95	0,88	4,20
72	59,32	0,88	20,15	3,85	2,59	0,04	0,36	1,84	0,50	5,01	0,83	5,0
78	64,29	0,66	18,95	6,33	0,57	-	2,03	1,02	1,26	4,53	1,50	2,25
80	66,92	0,55	14,74	5,68	0,57	-	1,66	0,84	1,42	4,51	1,55	1,90
82	63,67	0,77	17,72	4,68	0,72	0,04	1,74	1,08	1,36	4,70	2,20	2,0
102	62,19	0,88	15,45	8,89	0,43	-	0,43	1,28	0,75	4,79	1,50	4,0
104	61,66	0,88	18,95	2,01	3,16	0,05	0,43	2,60	0,46	4,82	1,07	3,70
107	61,83	0,88	20,10	3,45	1,87	-	0,36	1,52	0,38	4,98	0,75	4,5
111	61,34	0,65	16,22	6,08	3,17	-	0,73	1,30	0,58	4,30	1,38	5,00
113	64,12	0,87	19,33	0,80	3,17	-	0,80	1,45	0,62	4,38	1,00	4,12
115	57,64	0,80	21,24	2,33	4,17	-	0,88	2,10	0,37	5,10	3,88	1,00
119	61,56	0,85	19,40	4,56	1,30	-	0,97	0,94	1,44	4,62	1,00	4,13
120	60,92	0,55	15,90	7,85	1,58	-	1,50	1,11	2,54	4,76	1,12	2,62
601	60,15	0,60	18,50	5,00	2,11	-	1,50	1,00	1,80	4,50	1,20	3,14
604	61,84	0,60	19,00	4,44	1,15	-	1,21	1,05	1,72	4,35	1,20	2,87

Содержание некоторых малых элементов в глинах  
базальной формации

Элементы	Количество в анализах	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных породах
Mn	43	0,03-0,3	0,146	0,144	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	--	0,001-0,03	0,021	0,018	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	--	0,001-0,01	0,0022	0,0026	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	--	0,3-3	0,82	0,88	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	--	0,01-0,1	0,045	0,51	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	--	0,01-0,1	0,022	0,022	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	--	0,01-0,1	0,031	0,032	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	--	0,01-0,03	0,024	0,022	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	--	0,01-0,3	0,26	0,26	$8 \cdot 10^{-2}$
B	20	0,01-0,03	0,02	0,02	$1 \cdot 10^{-2}$



Рис. 9. Сканирующий снимок песчаника граувакко-сланцевой формации

## Терригенно-вулканогенная формация (байос-бат)

Формация имеет гетерогенное строение, ее, по-видимому, целесообразно расчленить на четыре субформации: 1) андезитовую (нижний байос); 2) кварц-порфировую (верхний байос); 3) терригенную (верхний байос-нижний бат); 4) эффузивно-пирокластическую (средний бат).

Глинистые породы встречаются лишь в составе терригенной субформации в пределах Шамшадинского и Алавердского антиклинориев, а также Иджеванского синклинория. В Кафанском антиклинории глины отсутствуют; здесь отложения байос-батского возраста представлены порфиритами, туфами, туфобрекчиями, песчаниками, известняками. В Алавердском антиклинории в составе субформации также имеются эффузивные и пирокластические породы.

Мощность терригенной субформации составляет 300–400 м; сложена она преимущественно аргиллитами, алевролитами, песчаниками. В районе сел Челаби и Чоратан (Шамшадинский антиклинорий) отложения субформации прорваны диабазовыми дайками, вблизи которых глины и другие породы рассланцованы, трещиноваты, нередко интенсивно прогреты; в результате прогрета они чернеют, становятся более плотными, массивными и очень похожими на прорывающие их диабазы. Реже породы гидротермально изменены – кальцитизированы, ожелезнены, окремнены, серицитизированы и включают сульфидную минерализацию (в виде прожилков, налетов, вкрапленности).

В пределах Иджеванского синклинория в отложениях субформации встречаются прослойки углей мощностью до 4 и более метров. Угли относятся к типу каменных, отличаются повышенной зольностью.

Глинистые породы составляют около 40% мощности терригенной субформации, причем наибольшим распространением они пользуются в пределах Шамшадинского антиклинория. Мощность глинистых пластов обычно составляет 1–2 м, иногда достигает более 6 м.

Цвет глинистых пород темно-серый, черный. Они очень плотные, массивные, местами рассланцованные. Характерно раскалывание аргиллитов на различных размеров округлые, похожие на конкреции, отдельности, образование которых связано с гипергенными процессами. Наиболее характерно это для разреза у монастыря Киранц (Алавердский антиклинорий).

Глинистые породы содержат остатки фауны (пеллеципод, аммонитов, гастропод) и флоры (стеблей и т.д.). Фауна преимущественно средне-европейская, теплолюбивая, причем байосская – глубоководная, а батская – сублиторальная, связанная с регрессивной серией (А. Т. Асланян, 1958). Карбонатность глин колеблется от 1 до 35%, в среднем составляет 6%. Наибольшей известковитостью отличаются байосские глины у села Чоратан и батские глины Шахтахтского разреза.

Структура глин алевропелитовая, мегапелитовая, фитамегапелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая, слабоориентированная.

Крупные частицы составляют до 30% объема породы. Они представлены полуокатанными и окатанными зернами кварца (20–50%), обломками вулканического стекла (кроме бесцветных, встречаются разности бурого цвета с высоким показателем преломления), обломками глинизированных пород (до 10%), полевыми шпатами (5–50%), эпидотом и эпидотизированными полевыми шпатами (до 50%), единичными чешуйками измененного биотита. В глинах Ленрудникского разреза обломки пород и минералов (до 50%) часто интенсивно серицитизированы, а вулканическое стекло изменено в кварц-полевошпатовое и глинистое вещество. Количество полевых шпатов составляет в них около 10%.

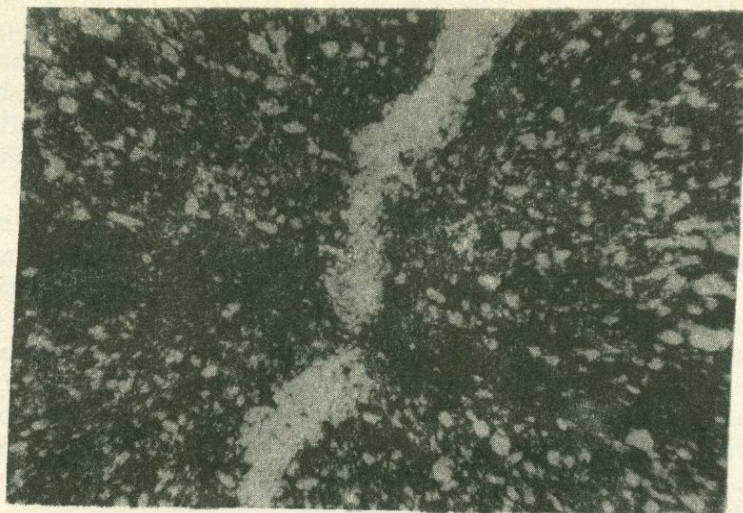


Рис. 10. Пересекающиеся прожилки тонкоагрегатного кварца с серицитом (светлая полоса) и гематита с гидроокислами железа (темная полоса). Округлые зерна - аутигенный эпидот. Эпидотизированы также полевые шпаты и глинистая основа. Ув. 140, николи +. Терригенная субформация.

Характерно наличие удлинённых образований, напоминающих спикулы губок и замещенных кварц-полевошпатовым и глинистым агрегатом. С анализатором очертания их исчезают и они сливаются с глинистой основой. Эпидот в этих глинах встречается редко. Много эпидота в глинах чоратанского разреза, в которых эпидотизированные полевые шпаты составляют 50% алевро-песчаной фракции. В разрезе у села Челаби в глинах также много эпидота. Часто полевые шпаты (до 80%) полностью замещены в них эпидотом, глинистыми минералами, серицитом; встречаются также сравнительно свежие зерна и простые двойники плагиоклаза. Отмечены трещинки, выполненные серицит-эпидотовым веществом, поступающим за счет продуктов изменения рассеянных в породе алевро-песчаных частиц. Мелкоагрегатное серицит-эпидотовое вещество вокруг таких частиц нередко образует шлейф, ореол или струйчатые текстуры, свидетельствующие о "растаскивании" крупных зерен и перемещении вещества в глинистую массу. Для глин в районе сел Челаби и Чоратан характерно развитие по глинистой основе игольчатых и микролитоподобных новообразований гидрослюды (реже они встречаются и в глинах других разрезов). В них отмечены также плохо сохранившиеся раковины микрофауны, полностью замещенные полевошпатово-слюдистым агрегатом. Для глин разрезов Киранц и Иджеванского синклиория характерно наличие значительного количества гумусового вещества.

Неглинистые минералы в глинах Иджеванского синклиория, Алавердского и Шамшадинского антиклинориев мало отличаются друг от друга по составу. Различия имеются лишь в количественном соотношении минералов. Так, в глинах Алавердского антиклинория установлены магнетит (10%), гематит (2-30%), пирит (2-50%), эпидот (1-3%), диопсид (0,5%), обыкновенная роговая обманка (0,5%), базальтическая роговая обманка (0,5%), цоизит, актинолит, тремолит, гиперстен, зеленая слюда, биотит, анатаз, гранат (бесцветный), измененные в глинистое вещество и неподдающиеся диагностике минералы (95-100% легкой фракции), измененные обломки пород (1-3%), плагиоклазы (1-3%). В глинах же Шамшадинского антиклинория распространены пирит (25-90%), магнетит (5-60%), гематит (3-60%), гидроокислы железа (2-10%), эпидот (1-25%), цоизит (0,5-2%), гиперстен (1-1,5%), диопсид (0,5-1%), титано-авгит (0,5%), циркон (0,5-1%); меньше встречаются ильменит, биотит, зеленая слюда, мусковит, обыкновенная роговая обманка, пикотит, рутил, анатаз, гранат (бесцветный и розовый); легкая фракция состоит из интенсивно измененных минералов (95%) и обломков пород (3%), плагиоклазов (1-3%), вулканического стекла, кварца. Наибольшее количество минералов обнаружено в составе глин Иджеванского синклиория. В них установлены магнетит (1-10%), пирит (5-80%), гематит (1-30%), гидроокислы железа (3-80%), циркон (0,5-2%), турмалин зеленый и бурый (1%), гранат розовый и бесцветный (1-3,5%), авгит (0,5%), гиперстен (~1%), хлорит (~1%), биотит (~0,5%), базальтическая роговая обманка (0,5%), зеленая слюда (~1%), эпидот (~1,5%), диопсид, энстатит, обыкновенная роговая обманка, мусковит, цоизит, актинолит, анатаз. В легкой фракции постоянно встречаются интенсивно измененные минералы (80-100%) и обломки пород (2-10%), плагиоклазы (1-15%), вулканическое стекло (2%), кварц (~1%), обломки эффузивных пород (1-2%).

Из глинистых минералов встречаются гидрослюда, каолинит, хлорит.

Гидрослюда является породообразующим минералом (достигает 90% глинистой фракции) в батских и байосских глинах. Распределение его в разрезе и на площади распространения формации не контролируется; встречается в ассоциации с каолинитом, в незакономерно изменяющихся соотношениях. Наибольшие концентрации отмечены в разрезе у села Челаби (байос).

На рентгенограммах (табл. 19) природных образцов фиксируются интенсивные базальные рефлексы с  $d(001) = 10\text{Å}$ ;  $d(002) = 5\text{Å}$ , которые не изменяются после насыщения их глицерином и термообработки. Гидрослюда диоктаэдрическая, модификация  $1M$  и  $2M_1$ ; параметры элементарной ячейки  $1M$ :  $a = 5,18\text{Å}$ ;  $b = 8,98\text{Å}$ ;  $c = 10,25\text{Å}$ ;  $\beta = 100^\circ 12'$ ,  $2M_1$  -  $a = 5,16\text{Å}$ ;  $b = 8,96\text{Å}$ ;  $c = 20\text{Å}$ ,  $\beta = 95^\circ 12'$ . На снимках суспензий гидрослюдистых глин фиксируются плотные частицы неопределенной формы. Термограммы характерны для гидрослюдистых глин (рис. 11, обр. 307, 327, 329): фиксируются три эндозэффекта почти одинаковой интенсивности, соответствующие выделению различных типов воды, и один слабый (высокотемпературный) экзоэффект. На кривых нагревания некоторых образцов из разреза у села Чоратан (№№ 316, 318) первый эндозэффект выражен сравнительно интенсивно.

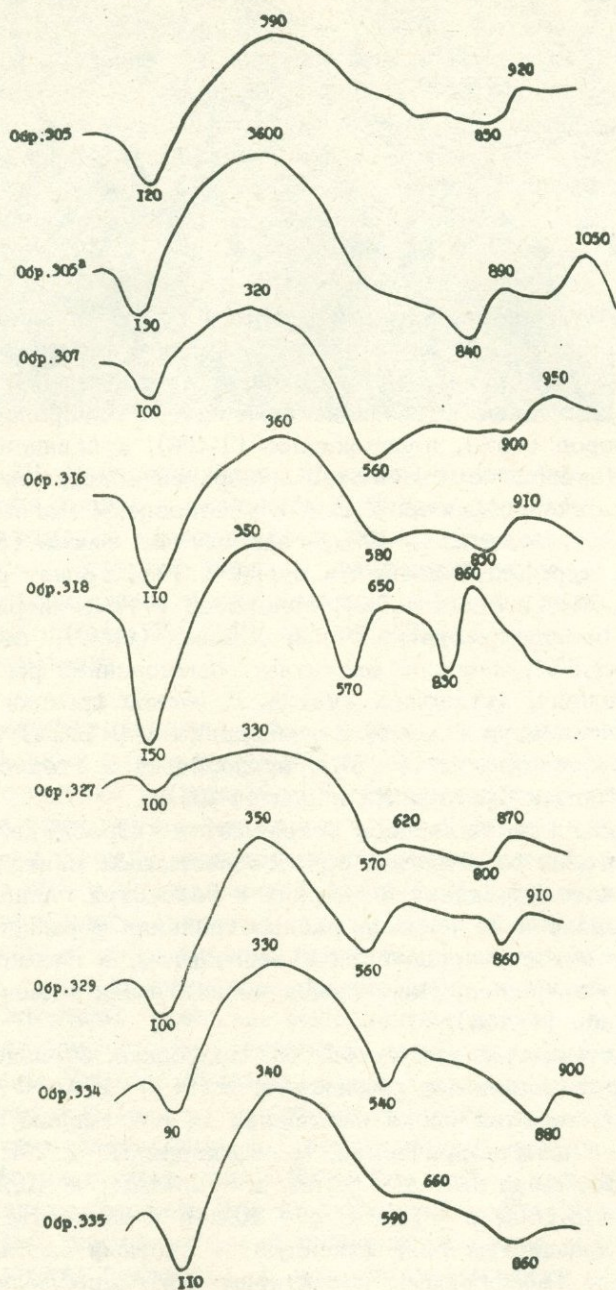


Рис. 11. Термограммы глин терригенной субформации

Таблица 19

## Результаты рентгеновского анализа глин терригенной субформации

Обр. 335, Шахтакт						Обр. 334, Ленрудник						Обр. 307, Чинари						Обр. 327, Киранц											
I	Природный		Насыщенный		Прокаленный		I	Природный		Насыщенный		Прокаленный		I	Природный		Насыщенный		Прокаленный		I	Природный		Насыщенный		Прокаленный			
	d/h	I	d/h	I	d/h	I		d/h	I	d/h	I	d/h	I		d/h	I	d/h	I	d/h	I		d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I
1	13,98	2	13,98	2	13,98	1	14,00	1	14,00	2	13,89	9	10,04	8	10,0	6	10,1	2	10,1	2	10,1	1	2	10,1	2	10,1	1	2	10,1
7	10,00	6	10,00	4	10,02	6	8,99	5	10,00	3	10,00	3	7,05	3	7,1	5	7,0	5	7,0	-	-	1	5,0	1	5,0	1	5,0	1	5,0
4	7,00	3	7,01	-	-	4	7,00	4	7,10	1	7,10	4	4,95	4	4,94	4	4,49	1	4,49	1	4,49	1	4,49	1	4,49	1	4,49	1	4,49
3	4,95	3	4,97	2	5,00	2	4,95	2	4,98	2	5,00	2	4,46	2	4,41	3	4,47	1	4,47	1	4,47	1	4,47	1	4,47	1	4,47	1	4,47
1	4,67	1	4,63	-	-	1	4,67	1	4,63	-	-	2	4,25	3	4,24	3	4,25	2	4,24	2	4,24	2	4,24	2	4,24	2	4,24	2	4,24
2	4,44	2	4,42	3	4,48	2	4,38	2	4,44	4	4,47	2	3,50	2	3,49	-	-	3	4,05	3	4,04	3	4,04	3	4,04	3	4,04	3	4,04
3	4,24	3	4,25	3	4,26	3	4,25	2	4,27	3	4,26	10	3,34	10	3,33	10	3,34	2	3,75	1	3,71	1	3,71	1	3,71	1	3,71	1	3,71
2	3,51	2	3,49	-	-	3	3,50	2	3,51	-	-	1	2,978	1	2,978	-	-	3	3,65	2	3,64	3	3,67	3	3,67	3	3,67	3	3,67
10	3,34	10	3,35	10	3,34	10	3,33	10	3,34	10	3,34	1	2,840	1	2,847	-	-	2	3,56	1	3,56	-	-	-	-	-	-	-	-
1	2,978	1	2,978	-	-	1	2,978	1	2,992	-	-	3	2,563	3	2,554	4	2,556	3	3,50	3	3,49	-	-	-	-	-	-	-	-
1	2,840	1	2,848	1	2,966	1	2,940	-	-	-	-	2	2,451	2	2,452	2	2,457	8	3,34	7	3,35	7	3,34	7	3,34	7	3,34	7	3,34
4	2,562	3	2,556	3	2,570	4	2,556	3	2,570	3	2,570	1	2,384	2	2,379	-	-	10	3,21	10	3,21	10	3,01	10	3,01	10	3,01	10	3,01
3	2,448	2	2,452	2	2,455	3	2,451	2	2,458	2	2,461	1	2,264	1	2,274	-	-	1	2,99	1	3,00	1	3,01	1	3,01	1	3,01	1	3,01
2	2,394	2	2,398	-	-	2	2,386	-	-	-	-	1	2,232	1	2,227	2	2,234	2	2,94	3	2,94	2	2,95	2	2,95	2	2,95	2	2,95
1	2,274	1	2,275	1	2,274	1	2,263	1	2,271	1	2,272	2	2,124	1	2,121	1	2,120	2	2,85	1	2,86	1	2,86	1	2,86	1	2,86	1	2,86
1	2,224	1	2,236	2	2,228	1	2,229	1	2,227	1	2,234	5	1,991	5	1,998	3	1,990	1	2,55	1	2,54	1	2,56	1	2,56	1	2,56	1	2,56
2	2,124	2	2,127	1	2,121	2	2,121	1	2,128	2	2,121	1	1,814	2	1,811	1	1,813	3	2,45	3	2,45	1	2,45	1	2,45	1	2,45	1	2,45
4	1,987	3	1,991	2	1,985	4	1,991	3	1,994	2	1,981	3	1,650	3	1,667	1	1,651	1	2,48	1	2,39	-	-	-	-	-	-	-	-
1	1,874	1	1,871	-	-	3	1,812	2	1,817	2	1,815	1	1,541	1	1,541	1	1,540	1	2,28	1	2,29	1	2,28	1	2,28	1	2,28	1	2,28
2	1,813	2	1,813	2	1,814	3	1,664	2	1,643	2	1,660	2	1,496	2	1,501	3	1,497	1	2,25	1	2,24	1	2,23	1	2,23	1	2,23	1	2,23
3	1,658	2	1,647	2	1,663	2	1,538	2	1,536	2	1,539	2	1,371	2	1,371	1	1,370	1	2,17	1	2,16	1	2,16	1	2,16	1	2,16	1	2,16
2	1,540	2	1,541	2	1,540	2	1,491	2	1,496	1	1,504	3	1,340	3	1,338	-	-	1	2,13	1	2,12	1	2,13	1	2,13	1	2,13	1	2,13
2	1,496	2	1,495	1	1,491	2	1,372	2	1,371	3	1,372	-	-	-	-	-	-	1	1,980	1	1,980	-	-	-	-	-	-	-	-
2	1,371	2	1,372	2	1,374	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	1,884	1	1,887	1	1,884	1	1,884	1	1,884	1	1,884
																		3	1,819	2	1,817	3	1,819	3	1,819	3	1,819	3	1,819
																		1	1,784	1	1,783	1	1,784	1	1,784	1	1,784	1	1,784
																		1	1,724	1	1,727	1	1,724	1	1,724	1	1,724	1	1,724
																		1	1,670	1	1,672	1	1,670	1	1,670	1	1,670	1	1,670
																		1	1,577	1	1,574	1	1,577	1	1,577	1	1,577	1	1,577
																		3	1,540	3	1,538	1	1,541	1	1,541	1	1,541	1	1,541
																		1	1,454	1	1,451	1	1,454	1	1,454	1	1,454	1	1,454
																		2	1,375	1	1,378	1	1,375	1	1,375	1	1,375	1	1,375

Каолинит, наряду с гидрослюдой, является основным компонентом (иногда достигает 80% глинистой фракции) глин. Наибольшие концентрации его отмечены в разрезах у села Челаби и монастыря Киранц.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам с  $d = 7\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливания образцов. Структура минерала несовершенная, период "с" не проявляется, относится к псевдомоноклинному типу с параметрами  $a = 5,13\text{Å}$ ,  $b = 8,92\text{Å}$ . На термограммах каолинитовые пики отчетливо не фиксируются, что, вероятно, связано с присутствием в глинах значительного количества гидрослюды. На некоторых кривых имеется экзотермический пик с максимумом при  $1050-1080^{\circ}\text{C}$  (рис. 11, обр. 305<sup>а</sup>).

Хлорит встречается спорадически и в незначительных количествах. Чаще всего он отмечается в глинах Алавердского антиклинория (Шахта, Ленрудник), а также в разрезе у села Чоратан (Шамшадинский антиклинорий), где составляет 10-20% глинистой фракции. Примесь хлорита улавливается только рентгеновским методом: слабые отражения с  $d(001) 14\text{Å}$  и  $7\text{Å}$ , которые не изменяются после насыщения глицерином и прокаливания образцов.

Обращает внимание повышенное содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и незначительное количество  $\text{H}_2\text{O}^+$ , что, очевидно, отражает каолинит-гидрослюдистый состав глин и сравнительно высокую степень их постседиментационного изменения (табл. 20).

Содержание малых элементов (табл. 21) ниже или близки к кларкам в осадочных глинах. Исключение составляет  $\text{Ti}$ , содержание которого почти вдвое больше кларковых. Очевидно, эти особенности указывают на повышенную "зрелость" глинистого вещества.

В вулканогенно-терригенной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) каолинит-гидрослюдистая; 2) гидрослюдисто-каолинитовая. В обеих ассоциациях спорадически участвует хлорит.

#### Терригенная формация (келловей)

Глинистые породы терригенной формации распространены только в пределах Шамшадинского и Алавердского антиклинориев. Максимальная мощность формации едва достигает 300м. Основными породами являются песчаники, алевролиты, глины. Последние в Шамшадинском антиклинории составляют около 30% объема формации, в Алавердском — несколько меньше. Мощность глинистых пластов обычно колеблется в пределах 0,5-2м. Глины (аргиллиты) серые, желтовато-серые, фиолетово-серые плотные, обычно массивные, иногда слоистые. Они включают остатки брахиопод, морских ежей, аммонитов. Весьма характерно наличие растительных фрагментов (стеблей и др.), часто железистых, а также железистых стяжений округлой формы. В пределах Алавердского антиклинория (Шамлуг) в глинах встречаются небольшие линзы мелкогалечного конгломерата. Глинистые породы образуют здесь маломощные прослои (5-10 см) среди алевролитов и песчаников. Они обычно окремнены и включают глинистые конкреции различных размеров и формы.

Таблица 20

## Химический состав глин терригенной субформации

№№ образцов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
301, Челаби	52,22	0,71	19,95	7,22	2,41	0,11	2,41	1,23	2,85	6,32	1,12	3,01
305 <sup>a</sup> , -"-	49,88	0,65	18,10	8,92	2,56	0,10	3,99	2,37	3,60	7,02	1,83	0,67
316, Чоратан	50,91	0,36	21,10	5,05	4,32	0,17	2,24	4,04	1,04	5,44	5,25	-
329, Киранц	52,57	0,33	10,17	2,07	13,28	0,19	10,57	1,65	0,06	8,72	-	-
334, Ленрудник	54,24	0,75	18,11	6,64	2,90	0,17	3,64	1,16	1,52	5,96	3,75	1,83
335, Шахтакт	60,76	0,66	15,01	8,97	2,08	0,04	1,61	1,51	1,26	5,90	0,90	1,38
335 <sup>a</sup> , -"-	56,26	0,75	18,88	8,23	2,04	0,14	1,32	1,01	2,02	6,51	0,58	2,14
1 <sup>h</sup> , Иджеван	57,20	0,51	20,10	0,76	3,64	0,09	3,10	2,30	0,40	10,12	0,25	2,00

Таблица 21

## Содержание малых элементов в глинах терригенной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %%	Модальное в %%	Кларки в осадочных глинах
Mn	37	0,032-0,13	0,05	0,056	6,7 · 10 <sup>-2</sup>
Ni	-"-	0,0004-0,02	0,018	0,016	9,5 · 10 <sup>-3</sup>
Co	-"-	0,001-0,010	0,0061	0,0060	2 · 10 <sup>-3</sup>
Ti	-"-	0,10 -1,3	0,61	0,78	4,5 · 10 <sup>-1</sup>
V	-"-	0,013-0,056	0,032	0,030	1,3 · 10 <sup>-2</sup>
Cr	-"-	0,0032-0,010	0,0042	0,040	5,7 · 10 <sup>-3</sup>
Cu	-"-	0,013 -0,024	0,014	0,022	4,5 · 10 <sup>-2</sup>
Sr	-"-	0,024 -0,042	0,032	0,032	8 · 10 <sup>-2</sup>
Ba	-"-	0,0050-0,0061	0,0056	0,0054	1 · 10 <sup>-2</sup>

Карбонатность глин колеблется от 1 до 10%, в среднем составляет 7%. Содержание фракции  $< 0,001$  м составляет 50%, 0,001–0,01 мм – 32%, 0,01–0,1 мм – 10%,  $> 0,1$ –8%. Глины Шамшадинского и Алавердского антиклинориев весьма близки по гранулометрическому составу и карбонатности.

Структура глин алевропелитовая, мегапелитовая, лептопелитовая, текстура беспорядочная, слабо ориентированная, пятнистая, обусловленная неравномерным распределением в глинистой массе гидроокислов железа. Алевритовые и песчаные частицы представлены плагиоклазами, кварцем, обломками эффузивных пород, реже пироксеном, цирконом, зеленой слюдой, вулканическим стеклом. Форма зерен окатанная, полуокатанная. Обломки пород изменены – серицитизированы, кальцитизированы, иногда цеолитизированы. Полевые шпаты серицитизированы, кальцитизированы. Глинистая основа участками хлоритизирована, окремнена и цеолитизирована. По-видимому, эти продукты развиваются по тонкому пирокластическому материалу, трудно распознаваемому в общей глинистой массе. Для глин разреза у села Чинари характерно наличие прожилков серицита, иногда с кальцитом и кремнистым минералом. В них встречаются также раковины микрофауны, нередко замещенные окисленным пиритом, перекристаллизованным кальцитом и кремнистым минералом.

Иммерсионным анализом в глинах установлены магнетит (25%), ильменит (~1%), пирит (2%), гематит (1%), гидроокислы железа (20%), рутил (0,5%), гранат розовый и бесцветный (1%), турмалин (~0,5%), эпидот (1%), цоизит (~1%), авгит (~1%), гиперстен (0,5%), корунд, циркон, обыкновенная роговая обманка, хлорит, биотит (1%), зеленая слюда, диопсид, анатаз, пикотит; в легкой фракции установлены интенсивно измененные (глинизированные) минералы и обломки пород (95–100%), вулканическое стекло, частично раскристаллизованное и хлоритизированное (1–5%), обломки эффузивных пород кислого, среднего, реже основного состава (1–2%), плагиоклазы (1%), кварц (до 1%).

По составу неглинистых минералов глины Шамшадинского и Алавердского антиклинориев весьма близки.

Из глинистых минералов установлены каолинит, гидрослюда, хлорит.

Гидрослюда является наиболее распространенным минералом, особенно в глинах у села Чинари, где его содержание нередко достигает 80% глинистой фракции.

На рентгенограммах фиксируются интенсивные базальные рефлексы с  $d = 10\text{Å}$ ;  $5,0\text{Å}$ , которые не изменяются после насыщения образцов глицерином и прокаливанию (табл. 22). Минерал диоктаэдрический –  $d(060) 1,49$ , модификации  $2M_1$ ; параметры элементарной ячейки:  $a = 5,18\text{Å}$ ,  $b = 8,98\text{Å}$ ,  $c = 19,85\text{Å}$ ,  $\beta = 95^\circ$ . На термограммах (рис. 12) гидрослюдистых глин фиксируются три эндоефекта (выделение низкотемпературной воды, ОН- групп, аморфизация минерала) почти одинаковой интенсивности с максимумами соответственно при  $100\text{--}120^\circ$ ,  $540\text{--}580^\circ$ ,  $820\text{--}930^\circ\text{C}$ . Для некоторых кривых (обр. 330, 332) характерен широкий экзотермический пик с максимумом при  $450\text{--}380^\circ\text{C}$ , очевидно, вызванный окислением тонкодисперсного органического вещества.

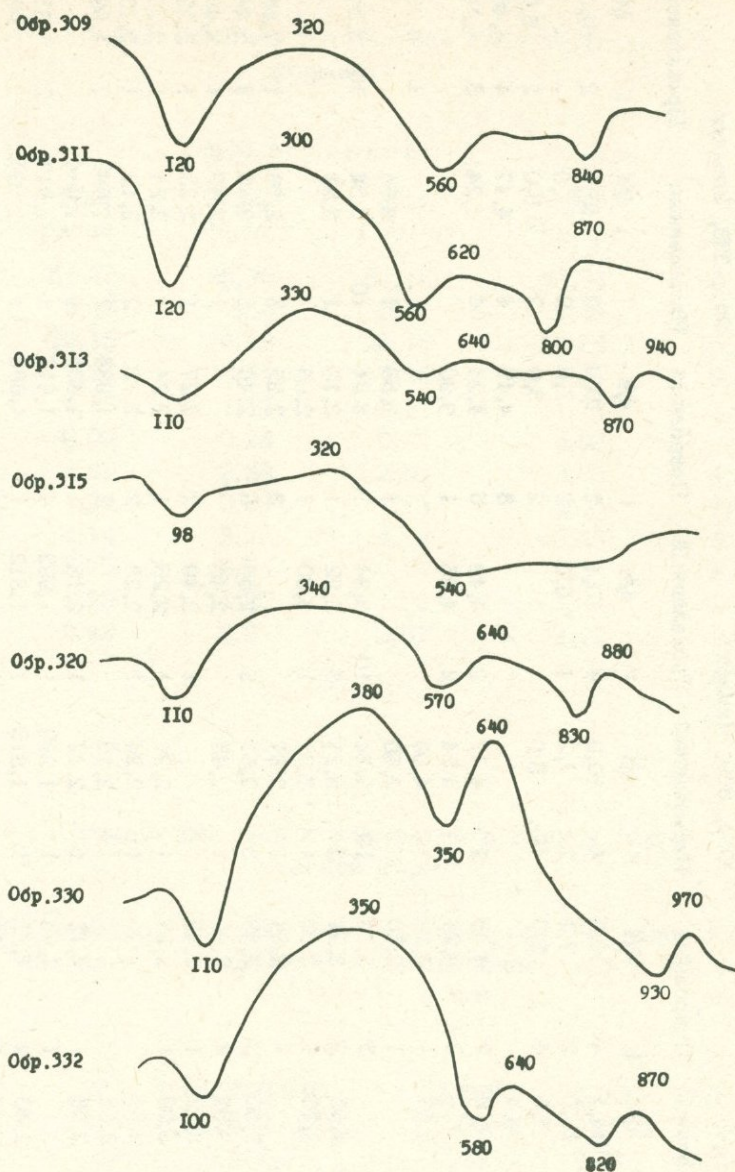


Рис. 12. Термограммы глин терригенной формации.

Хлорит встречается почти постоянно во всех зонах, наиболее же значительные концентрации отмечены в разрезе у села Чоратан (Шамшадинский антиклинорий), где содержание его достигает 30-40% глинистой фракции. На рентгенограммах этих глин фиксируются довольно интенсивные рефлексы с  $d(001) = 14\text{\AA}$ ,  $d(002) = 7\text{\AA}$ , не изменяющиеся после их прокалывания и насыщения глицерином. Судя по интенсивностям четных и нечетных порядков отражения, хлорит относится к железистой разновидности. Методом электронографии удалось определить только параметры  $a = 5,2-5,3\text{\AA}$  и  $b = 9,2-9,4\text{\AA}$ .



Таблица 23

Результаты химического анализа глин терригенной  
формации

Окислы в %%	№№ образцов				
	320, Чоратан	332, Шамлуг	333, Шамлуг	309, Чинари	315, Чинари
SiO <sub>2</sub>	51,52	53,23	51,13	48,55	49,88
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,36	0,80	0,88	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,15	22,78	20,15	19,24	18,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,64	6,44	7,35	8,47	9,93
FeO	1,25	1,12	2,11	1,84	1,43
MnO	0,08	0,28	0,22	0,08	-
CaO	2,85	2,38	2,56	3,52	4,57
MgO	1,24	0,63	1,13	1,15	1,76
H <sub>2</sub> O	4,14	3,26	4,18	5,46	3,46
п.п.п.	5,72	6,64	6,11	6,95	8,38
Na <sub>2</sub> O	1,23	1,25	1,25	1,30	-
K <sub>2</sub> O	2,48	2,25	3,01	2,15	1,50

Таблица 24

Содержание малых элементов в глинах терри-  
генной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы ко- лебаний	Среднеариф- метическое в %%	Модаль- ное в %%	Кларки в осадоч- ных гли- нах
Ni	25	0,0056-0,010	0,066	0,066	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	-"-	0,0024-0,0075	0,0056	0,0052	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	-"-	0,4-1,0	0,78	0,79	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	-"-	0,024-0,042	0,032	0,030	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	-"-	0,0024-0,0076	0,0018	0,0016	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	-"-	0,0024-0,018	0,015	0,014	$5,7 \cdot 10^{-2}$
Sr	-"-	0,010-0,024	0,015	0,017	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	-"-	0,042-0,075	0,056	0,061	$8 \cdot 10^{-2}$

Каолинит является третьим по значению глинистым минералом в породах терригенной формации; встречается почти постоянно и во всех зонах. Наиболее значительные его концентрации отмечены в глинах Алавердского антиклинория (шамлугский разрез), где содержание его достигает 20–30% глинистой фракции. На рентгенограммах природных и насыщенных глицерином образцов фиксируются слабые рефлексы с  $d(001) = 7,1\text{Å}$ , которые исчезают после термообработки.

В терригенной формации выделяются три ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая; 2) хлорит-гидрослюдистая; 3) каолинит-хлорит-гидрослюдистая. В целом распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации.

По химическому составу (табл. 23) глины терригенной формации различных зон весьма близки; можно отметить сравнительно повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в глинах из разрезов у сел Шамлуг и Чднари. Для пород всех зон характерно высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . По сравнению с более древними юрскими, в глинах терригенной формации значительно больше  $\text{H}_2\text{O}$ , что, очевидно, объясняется и сравнительно низким уровнем метаморфизма.

Из малых элементов содержание Ti и Ni на порядок выше соответствующих кларков; сравнительно повышенные концентрации образуют также Co и V, количество которых почти вдвое превышает кларки этих элементов в осадочных глинах. Содержания остальных элементов (Cr, Cu, Sr, Ba) близки или даже ниже кларков (табл. 24).

#### Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-кимеридж)

Отложения вулканогенно-карбонатной формации широко распространены во всей Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоне. Они представлены порфиритами, туфами, конгломератобрекчиями, песчаниками, известняками, доломитами, силицитами. На разных стратиграфических уровнях и в различных зонах указанные породы распределены неравномерно. Так, отложения нижнего оксфорда в Шамшадинском антиклинории представлены в основном карбонатными породами, в Алавердском – вулканогенными и т.д.

Глинистые образования – монтмориллонитовые глины и горная кожа – встречаются в пределах Шамшадинского антиклинория и Иджеванского синклинория. Они локализованы на участках распространения пирокластических, вулканотерригенных (глины) и карбонатных (горная кожа) отложений. Сравнительно большие выходы монтмориллонитовых глин отмечены на участке Хач-ахпюр, на перевале дороги Берд-Иджеван, где они образуют линзы и пропластки мощностью 0,1–5 м и представляют собой в различной степени монтмориллонитизированные и хлоритизированные мелкообломочные пирокластические и вулканотерригенные породы. В основной массе алевроит-пелитовой размерности встречаются более крупные обломки (главным образом эффузивных пород), размером до 0,3–1,5 см, почти не затронутые монтмориллонитизацией. Глины преимущественно рыхлые, реже плотные породы серого, светло- и темно-серого цвета. Иногда в них наблюдаются прожилки вторичного кальцита.

Карбонатность колеблется в пределах 1,5–20%, на участке Хач-ахбюр в среднем составляет 9%. Среднее содержание фракции < 0,001 мм составляет 54%, 0,001–0,01 мм – 21%, 0,01–0,1 мм – 16, > 0,1 мм – 9%.

Структура монтмориллонитовых глин мегапелитовая, алевропелитовая, псаммопелитовая, реликтовая туфовая, текстура беспорядочная, слабоориентированная, пятнистая (последняя вызвана неравномерным изменением вулканического стекла и скоплениями гидроокислов железа). Участками порода имеет ориентированную текстуру – в результате субпараллельного расположения мелких осколков вулканического стекла вокруг крупных обломков пород и минералов. Частицы песчано-алевритовой размерности представлены плагиоклазом (иногда зональным), вулканическим стеклом, обломками эффузивных пород, реже пироксеном, кварцем, хлоритом, цирконом, биотитом, зеленой слюдой. Пироксены хлоритизированы, вулканические стекла и обломки пород монтмориллонитизированы, иногда цеолитизированы. Хлорит и цеолит развиваются и по глинистой основе, замещая небольшие участки. Сравнительно интенсивно хлоритизация развита в тех глинах, в которых много бурого вулканического стекла и обломков пород среднего и основного состава, а также пироксена. В глинах с большим содержанием бесцветных, более кислых и пузыристых стекол хлорит отсутствует, либо встречается редко. Вулкано-терригенный материал, представленный окатанными обломками пород и минералов, в некоторых глинах полностью перерожден в глинистое вещество. Очертания частиц обнаруживаются при скрещенных николях, в проходящем свете они совершенно сливаются с глинистой основой. Для этих глин характерна интенсивная карбонатизация глинистой основы и плагиоклазов. Монтмориллонитизация пород протекает избирательно, а именно, – по стеклу и стекловатой части обломков пород. В хачахбюрских глинах тонкая пирокластика (стекло) полностью преобразована в монтмориллонит, крупные же частицы (пироксены, плагиоклазы, обломки пород – пирокласты и вулкано-терригенный материал) замещены карбонатом, хлоритом, цеолитом, гидроокислами железа, непрозрачным изотропным (или частично раскристаллизованным) хлоритоподобным веществом и криптокристаллическим алюмокремнеземистым минералом. Стекловатая часть обломков пород также замещается монтмориллонитом, который образует слабо поляризирующую кайму, подчеркивающую контуры стекла. Нередко указанные продукты изменения слагают центральную часть обломков пород и минералов, периферия которых (в этих случаях) сложена упомянутым хлоритоподобным веществом, а самая внешняя зона – поляризирующим монтмориллонитом.

Палыгорскит (горная кожа) распространен в пределах Иджеванского месторождения исландского шпата, встречается в ассоциации с последним и вторичным кальцитом, в зонах дробления доломитизированных известняков, в пористых и кавернозных породах (Мандалян, Петросов, Цамерян, 1965). Горная кожа заполняет трещины и полости в виде листоватых образований серого цвета и волокнистого строения, которые нередко обволакивают кристаллы исландского шпата и кальцита. В шлифе структура горной кожи однородная лептопелитовая, текстура слабоориентированная, вследствие ее волокнистого

строения. Бесцветна, характерны серые тона интерференции. В общей тонкоагрегатной массе выделяются участки с ясно видимым волокнистым строением; отдельные волокна имеют прямое погасание.

По данным иммерсионного анализа, в глинах встречаются следующие неглинистые минералы: магнетит ( $\sim 30\%$ ), гематит ( $\sim 10\%$ ), ильменит ( $\sim 3\%$ ), пирит ( $p^x$  -  $6\%$ ), гидроокислы железа ( $\sim 10\%$ ), циркон ( $p$  -  $1\%$ ), авгит, диопсид, хлорит, гранат, анатаз, корунд, эпидот, биотит; в легкой фракции установлены интенсивно измененные (глинизированные) минералы, обломки пород и стекла ( $80-100\%$ ), плагиоклазы ( $1-25\%$ , в среднем  $8\%$ ), слабо измененные обломки эффузивных пород ( $\sim 3,5\%$ ), вулканические стекла полностью хлоритизированные ( $\sim 5\%$ ), вулканические стекла частично раскристаллизованные - бурые, иногда пузыристые ( $12 - 80\%$ , в среднем около  $30\%$ ).

Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, хлорит, палыгорскит.

Монтмориллонит составляет  $80-100\%$  глинистой фракции. На рентгенограммах (табл. 25) природных образцов фиксируется серия базальных рефлексов с  $d(001) \sim 15\text{Å}$  и т.д. После насыщения их глицерином межплоскостное расстояние первого порядка возрастает до  $17-18\text{Å}$ , после прокаливании сокращается до  $10\text{Å}$ . Монтмориллонит кальциевый -  $d(001) = 15,1-15,2\text{Å}$ . Рефлекс  $d(060) = 1,496-1,499$ , что указывает на диоктаэдрическую структуру монтмориллонита, а постоянная величина параметра "в", равная  $6 \cdot d(060)$  свидетельствует о химической его однородности. Межслоевые же промежутки неоднородны (размытость рефлексов, отсутствие целочисленной серии базальных отражений), что, по-видимому, объясняется неполной разложения пирокластического вещества. Октаэдры заселены преимущественно алюминием, после кипячения в  $\text{HCl}$  минерал не растворяется. Вследствие несовершенства его структуры, период "С" не прослеживается; по данным электронографии, параметр  $a = 5,19\text{Å}$ ,  $b = 9,0\text{Å}$ . На снимках суспензий фиксируются частицы неопределенной формы и различной плотности. Термограммы типичны для монтмориллонитовых глин (рис. 13): фиксируются три эндозффекта с максимумами соответственно при  $150^\circ$ ,  $560-570^\circ$ ,  $860-900^\circ$  и один экзозффект (образование высокотемпературных фаз) с максимумом при  $930-960^\circ\text{C}$ , причем первая эндотермическая реакция протекает весьма интенсивно. На некоторых кривых второй эндозффект (выделение воды типа "ОН") смещен в высокотемпературную часть и имеет максимум при  $680-710^\circ\text{C}$ , что, вероятно, обусловлено наличием примеси хлорита.

Хлорит присутствует в глинах почти постоянно и составляет около  $20\%$  глинистой фракции. На рентгенограммах природных образцов фиксируется рефлекс с  $d(001) \sim 14\text{Å}$ , который не изменяется после их обработки. По данным электронографии, у хлорита  $a = 5,30\text{Å}$ ;  $b = 9,22\text{Å}$ , другие параметры определить не удалось. На термограммах ряда образцов фиксируются довольно интенсивный эндозффект с максимумом при  $500-600^\circ\text{C}$  и низкотемпературный экзозффект при  $300-400^\circ\text{C}$ , очевидно указывающие на присутствие значительной примеси хлорита.

\*  $p$  - редко.



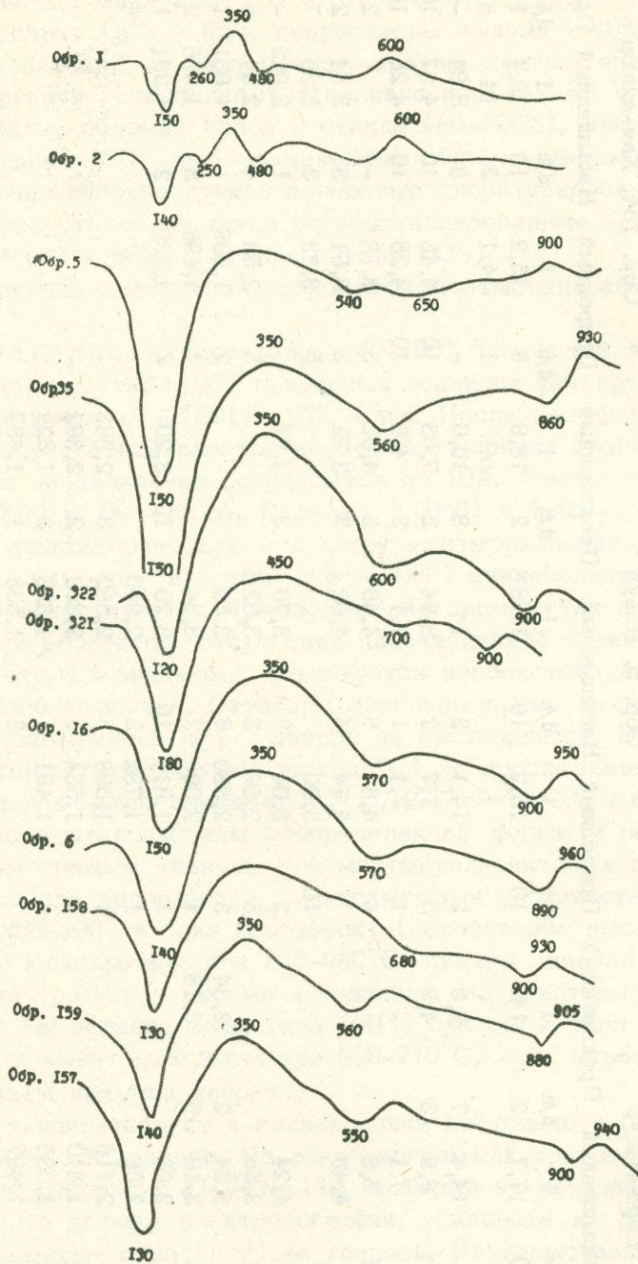


Рис. 13. Термограммы глин вулканогенно-карбонатной формации.

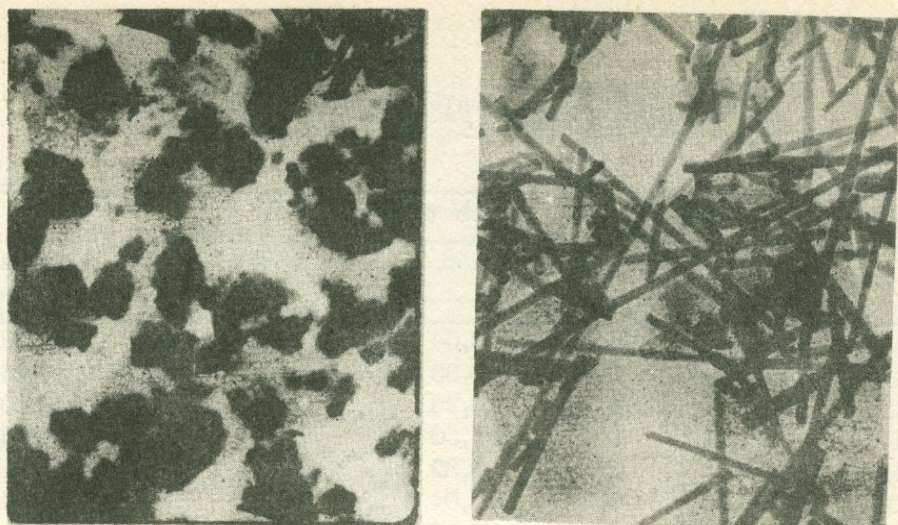


Рис. 14. Электронно-микроскопические снимки монтмориллонитовой глины (а) и горной кожи (б). Вулканогенно-карбонатная формация.

Палыгорскит (горная кожа) на электронно-микроскопических снимках имеет спутанно-волокнутое строение (рис. 14). Отдельные волокна имеют вытянутую игольчатую и пластинчатую форму; средний поперечный размер их в плоскости "ав" равен  $\sim 500 \text{ \AA}$ . По данным электронографии, параметры элементарной ячейки минерала следующие:  $a = 5,22 \text{ кх}$ ,  $b = 18,08 \text{ кх}$ ,  $c = 12,85 \text{ кх}$ ,  $\beta = 95^\circ 40'$ . На рентгенограмме фиксируются характерные для палыгорскита рефлексы с  $d(110) = 10,1-11,8 \text{ \AA}$ ;  $d(200) = 6,4 \text{ \AA}$ ;  $d(130) = 5,5 \text{ \AA}$  и др. Дифференциальные кривые (рис. 14, №№ 1,2) характеризуются тремя эндо- и двумя экзоэффектами. Низкотемпературный эндотермический пик имеет максимум при  $140-150^\circ \text{C}$ . Важная для диагностики палыгорскитов эндотермическая реакция, связанная с удалением цеолитной воды, протекает при  $250 - 260^\circ \text{C}$ . Эндоэффект, вызванный удалением гидроксильной воды, имеет максимум при  $480^\circ \text{C}$ . Довольно интенсивный экзоэффект при  $360^\circ \text{C}$ , вероятно, обусловлен участием в реакции  $\text{Fe}^{+2}$ . Природа высокотемпературного ( $600^\circ \text{C}$ ) экзотермического пика неясна. Монтмориллонитовые глины характеризуются повышенным содержанием Mg и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (табл. 26) и сравнительно низким -  $\text{SiO}_2$ . Аномально высокое содержание калия фиксируется в глинах разреза Берд-Навур.

В глинистой фракции установлены следующие обменные катионы:  $\text{K}^+ - 0,57$ ,  $\text{Na} -$  следы,  $\text{Ca} - 87,08$ ,  $\text{Mg}^{+2} - 10,85 \text{ мг-экв/100г}$ . Обменная емкость равна  $98,50 \text{ мг-экв/100г}$ . Приведенные данные характерны для Са-монтмориллонитов.

Содержания малых элементов близки к кларкам в осадочных глинах; исключение составляет ванадий, количество которого почти на порядок больше (табл. 27).

Химический состав монтмориллонитовых глин  
(№№ 323, 155, 156, 159, 325) и горной кожи

Окислы в %	№№ образцов					
	323	155	156	159	325	Горная ко- жа
SiO <sub>2</sub>	34,65	43,24	43,04	44,25	43,22	50,76
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,78	0,83	0,74	0,56	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,56	18,15	16,23	15,18	18,28	10,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	8,48	11,50	8,41	4,33	4,68
FeO	1,92	2,11	1,32	0,56	2,31	
MnO	2,87	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	17,29	2,41	3,17	2,84	2,14	0,91
MgO	2,87	3,68	4,14	3,33	4,11	8,90
H <sub>2</sub> O	2,22	12,13	10,25	12,13	10,14	9,28
n.n.n.	16,46	8,25	8,14	11,38	11,12	14,04
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,56	0,81	0,44	0,71	0,77
K <sub>2</sub> O	3,50	0,88	1,01	0,98	3,13	-
	100,87	100,54	100,07	100,28	100,09	100,26

По химическому составу горная кожа отличается от описанных в литературе повышенным содержанием суммарного железа и сравнительно пониженным — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

#### Вулканогенно-осадочная формация (апт)

Отложения аптского возраста имеют ограниченное распространение. Достоверно они выявлены только в пределах Кафанского антиклинория, в окрестностях сел Агарак, Кахнут, Давид-бек, на водоразделе рек Воротан и Кашуни (окузаратская свита, Аюпян, 1962). В. П. Ренгартен (1959) и В. Т. Аюпян (1962) считают, что налегание верхнего апта на нижний трансгрессивное, однако некоторыми исследователями это мнение оспаривается. Аптские отложения условно объединены в одну вулканогенно-осадочную формацию, имея в виду их локальное распространение и относительно небольшую суммарную мощность (примерно 400м). Представлены они туфоконгломератами, туфопесчаниками, песчаниками, известняками, мергелями, вулканогенными породами. Последние встречаются в отложениях верхнего апта. В разрезе формации глины отсутствуют, имеются только мергелеподобные породы, составляющие около 10% общей ее мощности, причем встречаются они только в разрезах у сел Агарак и Давид-бек. Глинистое вещество составляет незначительную часть нерастворимого остатка — около 20-30%; основная часть состоит из полевых шпатов и тонкодисперсного кварца, встречаются также амфиболы, пироксены, вулканическое стекло, циркон, обломки эффузивных и осадочных пород. Нужно отметить, что в

Таблица 27

Содержание малых элементов в монтмориллонитовых глинах вулканогенно-карбонатной формации

Элементы	Количество в анализах	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Ni	28	0,0075-0,010	0,0081	0,0083	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	—	0,0032-0,0075	0,0052	0,0048	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	—	0,42 -0,75	0,68	0,59	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	—	0,024 -0,032	0,026	0,022	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	—	0,010 -0,032	0,022	0,025	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	—	0,0024-0,0075	0,0057	0,0061	$5,7 \cdot 10^{-2}$
Sr	—	0,013 -0,03	0,023	0,025	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	—	0,018 -0,024	0,022	0,024	$8 \cdot 10^{-2}$

Таблица 28

Результаты рентгеновского анализа нерастворимого остатка мергелеподобных пород вулканогенно-осадочной формации

Обр. 509		Обр. 510а		Обр. 514		Обр. 516	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	15,1	2	15,2	2	15,1	2	15,2
2	14,2	2	14,1	2	14,1	2	14,1
2	7,01	2	7,6	2	7,5	2	7,5
5	4,26	1	7,1	2	7,01	2	7,01
4	4,04	4	4,26	5	4,26	5	4,26
10	3,34	9	3,34	10	3,34	9	3,34
7	3,18	10	3,02	9	3,02	7	3,18
3	2,93	4	2,495	4	2,495	3	2,93
5	2,457	3	2,450	5	2,450	3	2,556
4	2,280	4	2,087	4	2,087	5	2,457
3	2,237	4	1,910	4	1,910	4	2,280
4	2,127	5	1,873	5	1,873	4	2,127
6	1,820	4	1,817	4	1,817	3	1,981
3	1,671	4	1,601	4	1,601	6	1,820
5	1,541	3	1,541	4	1,541	5	1,541
				1	1,438	3	1,438

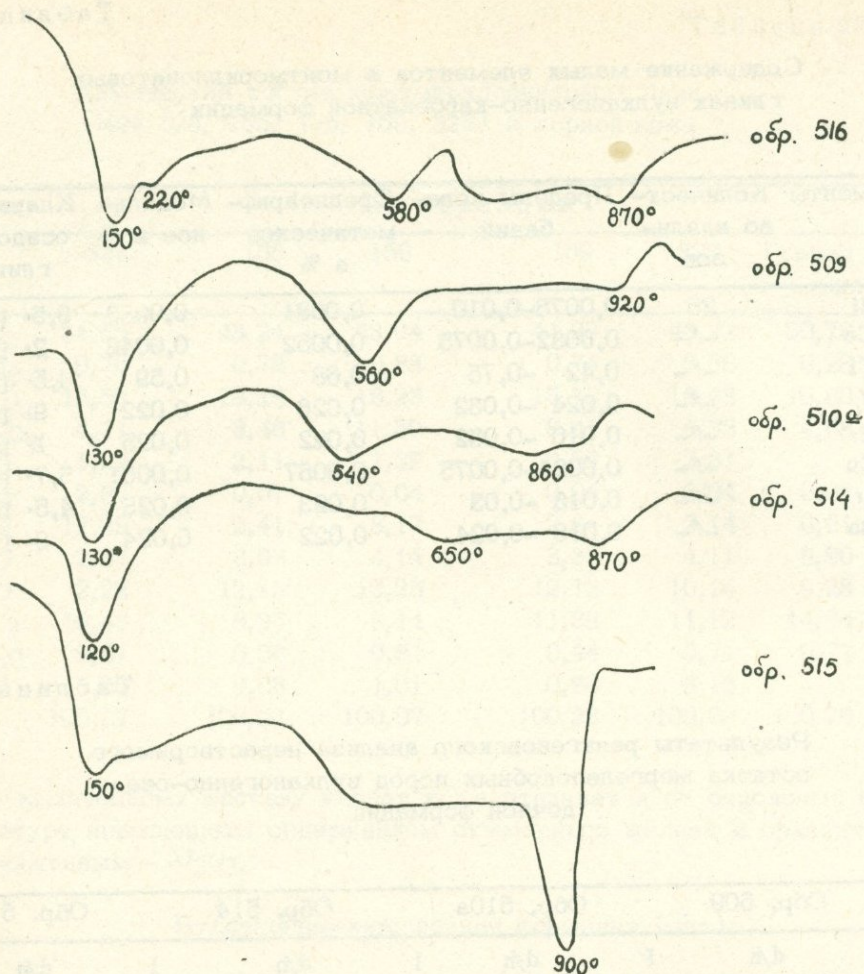


Рис. 15. Термограммы нерастворимого остатка и природного образца (№ 515) мергелей вулканогенно-осадочной формации.

мергелеподобных породах алюмосиликатный материал в основном сохраняется (не перерождается в глинистое вещество) и далеко не во всех случаях улавливается присутствие монтмориллонита и хлорита — слабые рефлексы с  $d = 15,1\text{Å}$ ;  $14,1\text{Å}$  (табл. 28). Образец № 515 исследован в недезинтегрированном состоянии с целью определения природы карбонатного компонента. Судя по термограмме, он представлен кальцитом (рис. 15). На сканирующих снимках видна однородная карбонатная основа с редкими частицами глинистых и неглинистых минералов (рис. 16).

Химический состав нерастворимого остатка (табл. 29) свидетельствует о значительном содержании полевых шпатов и кварца (соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ).

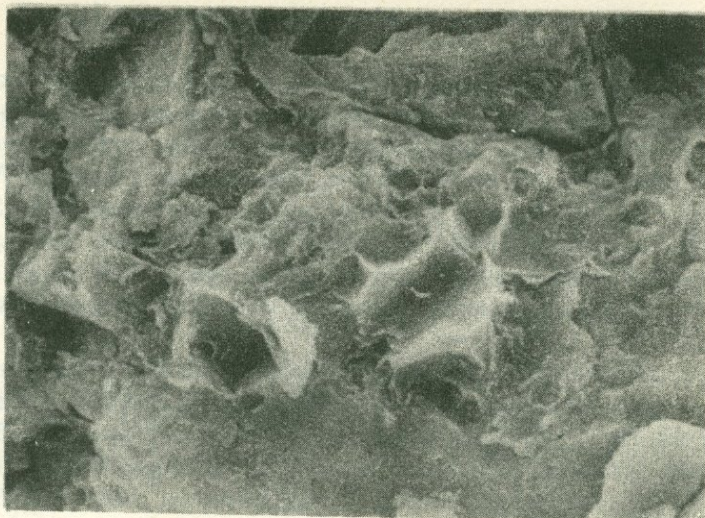


Рис. 16. Сканирующий снимок мергелеподобной породы вулканогенно-осадочной формации.

Таблица 29

Химический состав нерастворимого остатка мергелеподобных пород вулканогенно-осадочной формации

Окислы	Обр. 513	Обр. 514	Обр. 516
SiO <sub>2</sub>	68,25	65,74	57,46
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,54	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,49	11,73	17,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	4,67	2,87
FeO	2,13	0,85	2,27
MnO	0,04	0,04	0,02
CaO	1,12	2,57	2,13
MgO	1,67	2,40	3,43
H <sub>2</sub> O	1,07	2,90	3,40
п.п.п.	2,76	5,22	5,42
Na <sub>2</sub> O	5,00	2,00	2,30
K <sub>2</sub> O	0,30	1,70	2,40

Таким образом, глинистые минералы в мергелеподобных породах вулканогенно-осадочной формации представлены монтмориллонитом и хлоритом, причем они составляют незначительную часть нерастворимого остатка.

Отложения альбского возраста имеют ограниченное распространение. Достоверно они известны в пределах Иджеванского и Севано-Ширакского синклиниориев. В обеих зонах они представлены туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками, мергелями, глинами. Мощность формации обычно составляет 40–70 м, редко достигает 100–120 м. Типичные глины имеются только в районе села Котигюх. Здесь, ближе к кровле формации, они слагают пласт мощностью в 5–6 м. В остальных разрезах встречаются мергели и редкие маломощные прослои известковистых глин.

Глины серые, плотные, содержат желваки копала и растительные остатки. Гранулометрический состав глин: фракция  $< 0,001$  мм в среднем составляет 49,2%; 0,001–0,01 мм – 23,4%, 0,01–0,1 мм – 17,6%,  $> 0,1$  мм – 9,8%. Карбонатность достигает 20–23%, в среднем составляет 12%. Структура глин алевропелитовая, мегапелитовая, текстура беспорядочная, иногда пятнистая, вызванная неравномерным распределением органического вещества, гидроокислов железа и тонкодисперсного кальцита.

Частицы песчано-алевритовой размерности представлены плагиоклазом, вулканическим стеклом, кварцем, пироксенами, амфиболами, эпидотом, обломками известняков и эффузивных пород. Обломки эффузивных пород, а иногда и плагиоклазы, хлоритизированы и серицитизированы; вулканическое стекло частично перекристаллизовано и хлоритизировано.

Легкая фракция состоит из обломков осадочных и эффузивных пород (10–20%), измененных полевых шпатов и обломков пород (60–80%), вулканического стекла кислого состава (до 10%), кварца, реже аутигенного кремнистого минерала и цеолита. Из тяжелых минералов распространены авгит, роговая обманка, магнетит, гидроокислы железа, реже встречаются циркон, аутигенный глауконит.

Основные глинистые минералы представлены (табл. 30) монтмориллонитом (интенсивный рефлекс с  $d = 15,2\text{Å}$ ) и железистым хлоритом (слабые отражения с  $d = 14,1\text{Å}$ ;  $7,1\text{Å}$ ). Термограммы (рис. 17) характерны для монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых глин с примесью гидрослюда. О наличии последней свидетельствует также повышенное содержание в некоторых образцах  $K_2O$  (табл. 31, № 508). На сканирующих снимках (рис. 18) мергелей видна плотная однородная карбонатная масса с редкими частицами алюмосиликатного вещества. В тонкой фракции глин, образующих в районе села Котигюх сравнительно мощный пласт, монтмориллонит заметно преобладает, также как и в вышележащих мергелях. В известковистых глинах и мергелях у села Верин Агдан значение хлорита существенно возрастает. В мергелях котигюхского разреза, которые расположены ниже глинистого пласта, роль хлорита также возрастает. Таким образом, в отложениях альба (как и апта) основные глинистые минералы представлены монтмориллонитом и хлоритом, причем количество первого возрастает в типичных глинах по сравнению с мергелями и известковистыми глинами. Нужно еще отметить, что альбские мергели отличаются от аптских большим содержанием глинистого вещества в нерастворимом остатке.

Результаты рентгеновского анализа глинистой  
фракции глин и мергелей осадочно-пирокластической  
формации

Обр. 503		Обр. 502		Обр. 508		Обр. 512	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	15,2	8	15,2	4	15,2	4	15,2
2	14,1	2	14,1	3	14,1	3	14,1
4	7,6	5	7,6	3	7,6	4	7,6
2	7,01	2	7,01	3	7,01	3	7,1
4	3,55	4	3,55	7	4,48	8	4,48
5	3,34	6	3,34	3	3,5	3	3,5
3	2,57	3	2,57	5	3,34	6	3,34
2	2,287	1	2,286	2	2,261	3	2,261
3	1,815	3	1,815	2	1,994	2	1,994
3	1,662	3	1,538	3	1,799	3	1,799
4	1,499	4	1,499	3	1,716	3	1,716
4	1,376	4	1,376	3	1,543	3	1,543
				6	1,502	5	1,502

Таблица 31

Результаты химического анализа глин  
(№№ 503,504) и нерастворимого остатка мергелей  
осадочно-пирокластической формации

Окислы	Обр. 503	Обр. 504	Обр. 508	Обр. 513
SiO <sub>2</sub>	55,46	58,74	67,20	67,25
TiO <sub>2</sub>	0,96	0,54	0,36	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	16,73	14,96	15,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	4,67	2,10	2,32
FeO	2,27	0,85	0,85	2,13
MnO	0,02	0,04	0,02	0,04
CaO	2,13	2,57	3,01	1,12
MgO	3,43	2,40	1,17	1,67
H <sub>2</sub> O	4,90	4,90	2,99	2,07
n.n.n.	5,42	5,22	1,90	2,76
Na <sub>2</sub> O	2,30	2,00	1,90	3,00
K <sub>2</sub> O	2,40	1,70	4,10	2,30

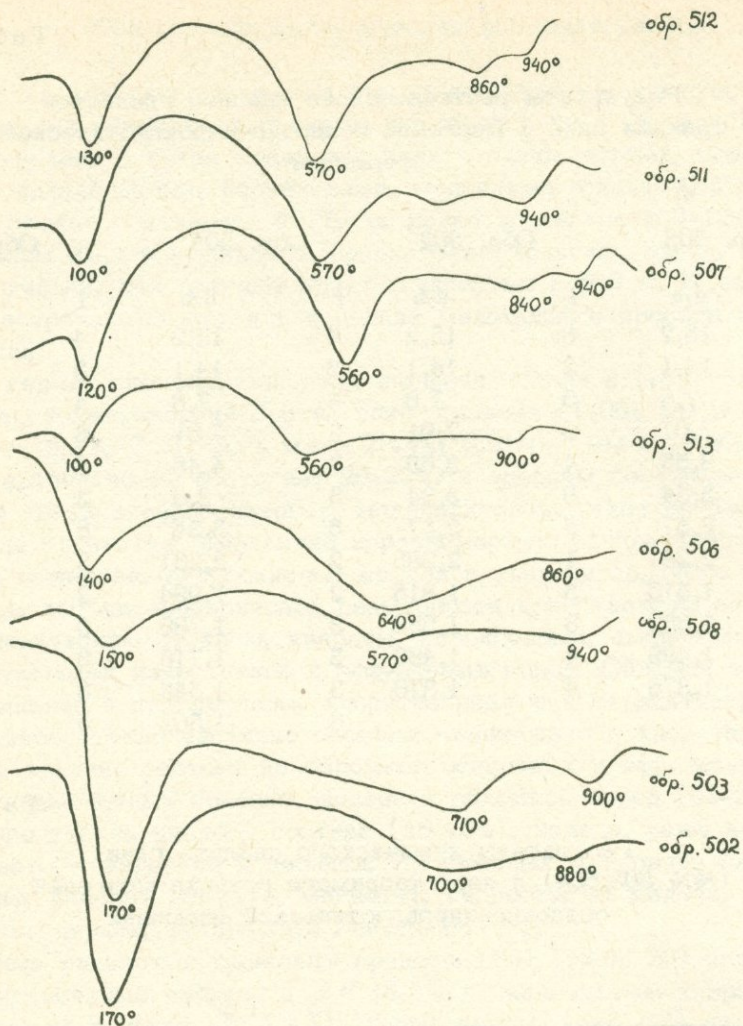


Рис. 17. Термограммы глинистой фракции глин и мергелей осадочно-пирокластической формации

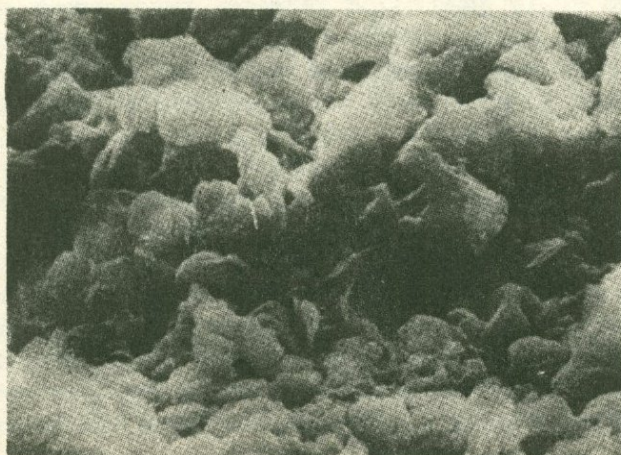


Рис. 18. Сканирующий снимок мергелистой породы осадочно-пирокластической формации.

## СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА АРМЕНИИ

### Подзона Вайоцзорского антиклинория

#### Терригенная формация (байос-бат)

Отложения терригенной формации обнажаются в районе сел Хндзурт, Гюлистан, в урочище Казан-яйла. Они представлены глинами и известковистыми алевролитами мощностью более 200 м.

Вулканогенные породы в составе формации отсутствуют, поэтому интересно сопоставить глины байоса-бата Вайоцзорского антиклинория с глинами этого же возраста Сомхето-Кафанской зоны, которые образовались в условиях интенсивного проявления вулканизма.

В районе села Хндзурт автором и Н. Р. Азаряном зафиксировано довольно редкое явление, когда осадочная толща прорывается осадочными же телами, т.е. кластическими дайками. Стоит подробнее остановиться на этом явлении, поскольку оно встречается редко и, кроме того, может быть примером решения частных геологических задач методом минералогии глин.

В указанном районе две дайки прорывают верхнебайосскую - нижнебатскую толщу глин и известковистых алевролитов. Азимут падения вмещающих пород  $S3\ 320^{\circ} < 32^{\circ}$ , первой дайки -  $ЮЗ\ 215^{\circ} < 28^{\circ}$ , второй -  $ЮВ\ 172^{\circ} < 10^{\circ}$ . На фоне вмещающих пород дайки выделяются достаточно отчетливо: они секут их слоистость, отличаются плотностью и окраской пород. Мощность даек колеблется в пределах 2-20 см, видимая протяженность по падению - 10-15 м, по простиранию - 20-25 м. В направлении падения они постепенно выклиниваются (рис. 19).

По морфологическому и другим признакам дайки не похожи друг на друга. Первая имеет ветвистую форму, разделяется на три апофиза различной длины и мощности. Мощность основания составляет 20 см, отдельных ветвей - от 1 до 5 см. Характерно наличие глинистых включений размером до 2-3 см. Контакт с вмещающими глинистыми породами резкий. Мощность второй дайки на всем ее протяжении составляет 10-15 см, лишь участками наблюдаются незначительные раздувы. В местах пересечения с известковистыми алевролитами дайка неоднородна: центральная ее часть сложена известковистыми песчаниками мощностью до 3 см, края - песчаным известняком. Контакт между дайкой и вмещающими известковистыми алевролитами нечеткий. Здесь отмечены гнезда размером до 0,5 см в поперечнике, выполненные карбонатом. Таким образом, там, где дайки прорывают глины, они содержат глинистые включения, а в местах пересечения с карбонатными породами резко обогащаются известковистым веществом (вплоть до замещения их карбонатными породами) и включают линзочки кальцита.

В обнажениях не зафиксировано непосредственное сопряжение корней даек с песчаниками келловей, участки максимального их сближения замаскированы наносами. Нужно было установить возраст и генетический тип этих даек, что связано с выяснением вопроса о сходст-



Рис. 19. Кластическая песчаниковая дайка, секущая глины терригенной формации; вверху — деталь дайки в месте расщепления его на апофизы. Вайоцзор.

ве вещества даек с байосскими глинами или келловейскими песчаниками. Исследования показали, что дайки (как и келловейские породы) представлены кварцевыми песчаниками с известковистым цементом. Обломочная часть состоит из угловатых и полуокатанных зерен кварца (до 90%), полевых шпатов, биотита, обломков кварцита и глинистых пород (до 10%). Последние, а также полевые шпаты и биотит, серици-

тизированы, гидрослюдизированы, лимонитизированы. Цемент базальный, участками поровый и типа соприкосновения, состоит из перекристаллизованного мелкозернистого кальцита, иногда с серицитом; последний перемещается в цемент в результате изменения полевых шпатов, биотита и обломков пород. Как было отмечено, известковистость песчаников в зальбандах резко возрастает и они постепенно замещаются карбонатными породами (карбонатность их составляет в среднем 70–75%). В этих смешанных породах отмечено большое количество округлых и эллипсоидальных концентрически-скорлуповатых оолитов, в центре которых находятся серицитизированные обломки пород, кварц и микроорганизмы. Внешняя зона оолитов сложена карбонатно-глинистым веществом. В них и в песчаниках имеются остатки фораминифер, мшанок, водорослей. Во вмещающих глинах эти формы встречаются реже, для них характерно наличие обломков спикул губок.

Минеральный состав песчаников даек и келловей, а также байосбатских глин и алевролитов приводится в табл. 33, откуда видно, что набор минералов во всех указанных породах в целом одинаковый, однако келловейские песчаники более сходны с дайками, чем с вмещающими породами. Были изучены также глинистые включения в дайках. Сопоставление результатов исследования вмещающих глин и этих включений показало полную идентичность их состава и структурно-текстурных особенностей. Это помогло установить генетический тип даек и выяснить механизм их образования, о чем подробнее будет сказано в разделе об условиях образования глин.

Глины составляют около 80% объема терригенной формации. Они образуют пласты мощностью более 20 м. Глины плотные, обычно массивные, реже рассланцованные, темно-серого и черного цвета. Содержат сидеритовые конкреции размером до 10–15 см, внутри которых очень часто встречаются раковины пелеципод. Карбонатность глин колеблется в пределах 7–13%, в среднем составляет 8%. Средний гранулометрический состав: фракция  $< 0,001$  мм – 50%, 0,001–0,01 мм – 20%, 0,01–0,1 мм – 19%,  $> 0,1$  мм – 11%.

Структура алевропелитовая, мегапелитовая, текстура беспорядочная, реже слабоориентированная. Глинистое вещество обычно интенсивно пропитано гидроокислами железа и тонкодисперсной органикой, которые маскируют детали строения породы. По глинистой основе развиваются игольчатые или лейстоподобные новообразования слюдястого минерала, что хорошо заметно при большом увеличении. Частицы песчано-алевролитовой размерности представлены кварцем (90%), обломками осадочных пород (до 10%), реже полевыми шпатами, цирконом. Форма зерен угловато-округлая.

Из глинистых минералов установлены каолинит и гидрослюда.

Каолинит является преобладающим минералом и в некоторых образцах достигает 70–80% глинистой фракции. На рентгенограммах (табл. 32) природных и насыщенных глицерином образцов фиксируются интенсивные рефлексы с  $d = 7\text{Å}$  и  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после прокаливания. По данным электронографии, структура каолинита несовершенная, период "С" не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами  $a = 5,12\text{Å}$  и  $b = 8,92\text{Å}$ . На снимках суспен-

Результаты рентгеновского анализа глин  
терригенной формации Вайоцдзорского антиклинория

339, Хндзорут						336, Хндзорут					
Природный		Насыщенный		Прокален- ный		Природный		Насыщен- ный		Прокаленный	
Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n	Г	d/n
2	10,0	2	10,1	2	10,0	3	10,0	4	10,1	4	10,0
4	7,1	3	7,0	-	-	5	7,1	4	7,1	-	-
1	5,0	1	4,9	1	5,0	2	5,03	1	5,03	2	5,01
2	4,48	2	4,45	2	4,47	2	4,50	3	4,49	3	4,48
3	4,24	2	4,24	2	4,24	3	4,24	2	4,24	2	4,24
3	3,52	3	3,52	-	-	-	-	1	3,78	1	3,71
10	3,34	10	3,34	10	3,34	3	3,54	2	3,56	-	-
1	3,21	1	3,21	-	-	10	3,34	10	3,34	10	3,34
1	3,01	-	-	-	-	1	3,22	1	3,21	1	3,21
1	2,94	1	2,95	-	-	3	2,57	3	2,58	2	2,58
1	2,84	-	-	-	-	2	2,45	1	2,45	1	2,46
3	2,56	2	2,56	1	2,53	1	2,39	1	2,40	1	2,41
2	2,45	1	2,45	1	2,46	1	2,28	1	2,28	1	2,28
1	2,38	1	2,39	1	2,39	1	2,23	1	2,25	1	2,24
1	2,28	1	2,28	1	2,28	1	2,12	1	2,12	1	2,11
1	2,24	1	2,24	1	2,23	2	1,993	3	1,995	2	2,00
1	2,20	1	2,20	-	-	2	1,815	2	1,815	2	1,816
1	2,12	1	2,12	-	-	2	1,668	2	1,669	2	1,668
2	1,994	1	2,010	1	1,991	2	1,541	2	1,542	2	1,541
1	1,895	1	1,894	-	-	2	1,501	2	1,502	2	1,501
2	1,814	1	1,812	1	1,813						
2	1,669	1	1,667	1	1,667						
2	1,542	1	1,540	1	1,540						
1	1,504	1	1,502	1	1,507						
2	1,471	-	-	-	-						
1	1,454	-	-	-	-						
2	1,370	1	1,372	2	1,371	2	1,371	2	1,371	2	1,374

зий каолиновых глин фиксируются плотные частицы неопределенной формы.

Гидрослюда присутствует в глинах постоянно и составляет до 50% фракции < 0,001 мм. На дифрактограммах фиксируются базальные отражения с  $d = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$ . Встречается в двух модификациях:  $1M$  с параметрами  $a = 5,17\text{Å}$ ,  $b = 8,96\text{Å}$ ,  $\beta = 101^\circ$  и  $2M_1$  с параметрами  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,0\text{Å}$ ,  $c = 19,3\text{Å}$  и  $\beta = 95^\circ$ . На снимках суспензий отмечаются преимущественно плотные частицы неопределенной формы. Кривые нагревания характерны для гидрослюдистых глин (рис. 20):

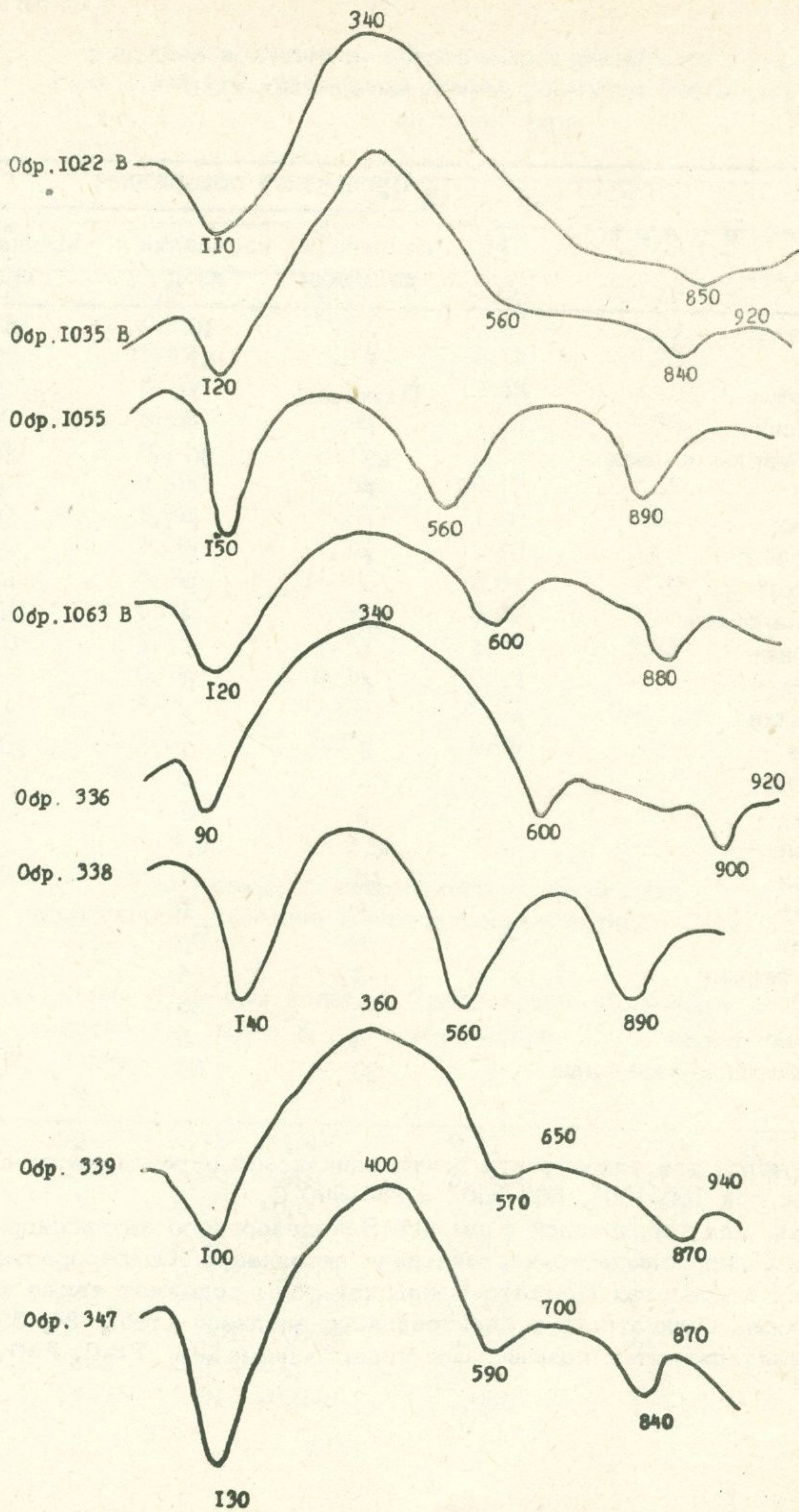


Рис. 20. Термограммы глин терригенной формации Вайоцзсра.

Минеральный состав песчаников келловей,  
даек и вмещающих глин

М и н е р а л ы	Процентное содержание		
	песчаники келловей	песчаники даек	вмещающие глины
Магнетит	5	10	32
Пирит	5	31	30
Гематит	Р (редко)	Р	3
Ильменит	Р	Р	Р
Гидроокислы железа	23	30	20
Авгит	Р	Р	Р
Диопсид	Р	Р	Р
Гиперстен	Р	Р	Р
Энстатит	-	Р	-
Зеленая слюда	2,5	8	0,8
Мусковит	1	1	Р
Биотит	Р	Р	Р
Турмалин	5	2	Р
Гранат	6	6	0,5
Пикотит	-	-	Р
Рутил	3	2	Р
Корунд	0,5	0,5	-
Циркон	10	4	0,1
Цоизит	Р	Р	Р
Эпидот	Р	0,1	Р
Плагиоклазы	3	4	2
Кварц	28	35	10
Обломки пород	4	5	1,5
Разложенные минералы	60	55	90

фиксируются три эндоэффекта почти одинаковой интенсивности с максимумами при 100–120°, 560–600° и 850–890°С.

Итак, для терригенной формации Вайоцзорского антиклинория характерна гидрослюдисто-каолининовая ассоциация. Одновозрастные отложения в пределах Сомхето-Кафанской зоны содержат также хлорит. По данным силикатного и спектрального анализов (табл. 34, 35), глины характеризуются повышенным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ .

Таблица 34

Результаты силикатного анализа глин и известковых глин (№№ 339, 347) терригенной формации Вайоцдзорского антиклинория

Окислы	Содержание в %				
	336	339	347	1063В	1055В
SiO <sub>2</sub>	52,60	28,36	27,60	60,32	59,20
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,33	0,20	1,02	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,47	6,97	8,13	16,29	20,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,10	2,15	2,49	5,13	2,41
FeO	3,52	1,60	1,92	2,73	4,32
MnO	0,16	0,25	0,15	-	-
CaO	4,20	30,73	30,10	1,35	0,60
MgO	6,02	0,27	1,90	1,84	1,37
H <sub>2</sub> O	1,00	1,33	0,60	2,26	1,36
п.п.п.	3,90	24,31	5,31	4,70	4,84
Na <sub>2</sub> O	0,37	0,37	0,20	1,38	1,25
K <sub>2</sub> O	3,75	1,00	1,05	3,88	3,88
S	0,06	0,03	0,03	-	-
CO <sub>2</sub>	3,50	2,09	20,92	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,13	0,09	-	-

Таблица 35

Результаты спектрального анализа глин терригенной формации Вайоцдзорского антиклинория

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Mn	22	0,18 - 0,38	0,22	0,22	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,0056 - 0,01	0,0089	0,0088	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,001 - 0,0075	0,0031	0,003	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,42 - 1,2	0,86	0,088	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,0032 - 0,075	0,0018	0,022	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,01 - 0,075	0,053	0,051	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,0013 - 0,0056	0,0027	0,003	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,013 - 0,018	0,017	0,020	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,01 - 0,075	0,058	0,061	$8 \cdot 10^{-2}$

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Альпийская история геологического развития региона коренным образом отличается от предыдущей – герцинской. В начале юрского времени субплатформенный режим сменяется геосинклинальным, имевшим однако свои особенности. Подробное их рассмотрение не входит в нашу задачу; отметим только, что они выразились в характере седиментации, вулканизме и магматизме, что было обусловлено тектоникой Малого Кавказа и прежде всего – блоковым строением его фундамента. Особенности эти характеризуют данный регион как один из интересных звеньев в системе интернид Альпийско-Средиземноморского пояса.

История развития региона в альпийское время распадается на три этапа: 1) раннеальпийский (раннегеосинклинальный), который начался в юре и завершился в неокоме; 2) среднеальпийский (позднегеосинклинальный), охвативший время от раннего мела до олигоцена; 3) позднеальпийский (орогенный), наступивший в олигоцене–миоцене и продолжающийся до сих пор.

В начале раннеальпийского этапа на эопалеозойском (?) субстрате закладывается Сомхето–Кафанская эвгеосинклинальная зона, юго–западнее которой располагалась Армянская геоантиклиналь. Таким образом, происходит полная инверсия герцинских структур: область седиментации превращается в раннеюрское время в геоантиклинальное поднятие, а на значительной части ранее существовавшей палеозойской суши устанавливается геосинклинальный режим. Начальное погружение сопровождалось накоплением исключительно песчано–глинистого материала и завершилось образованием базальной граувакко–сланцевой формации. По своему положению, набору пород (граувакки, аргиллиты, сланцы) и их составу она является аналогом геосинклинальных аспидных формаций. Существенным различием является ее несоразмерно малая мощность, составляющая всего 300–350 м (как известно, мощность аспидных формаций достигает 8–10 км). Другими особенностями базальной формации являются: сравнительно ограниченное распространение (выходы ее на территории Армянской ССР известны лишь в пределах Шамшадинского антиклинория), отсутствие спилит–кератофириновых образований, а также окраинных фаций типа паралических угленосных и органических известняков.

На отсутствие раннеюрского вулканизма в Закавказье указывали В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1946), Г. С. Дзоценидзе (1966), Т. А. Гасанов (1961), Н. Р. Азарян (1963). Иной точки зрения придерживается А. Т. Асланян (1958), считая, что терригенные отложения лейаса сменяются в Адавердском антиклинории так называемыми “нижними порфиритами”, а на северном склоне Мургузского хребта порфириды переслаиваются с глинистыми сланцами. В этой связи не безынтересно отметить, что среди глинистых пород терригенной формации нами зафиксированы разности с типичной реликтовой туфовой структурой в разрезах у кочевков Чатах и села Чин–чин. Значительная примесь пирокластического материала отмечена и в глинах других разрезов. Вопрос об источнике этого материала остается неясным.

Итак, образование базальной терригенной формации связано с начальной стадией развития эвгеосинклинали – стадией устойчивого и сравнительно медленного прогибания. Песчано-глинистый материал отлагался в умеренно глубоководном морском бассейне с нормальной соленостью (наличие остатков двусторчатых моллюсков, аммонитов) в субщелочных и слабовосстановительных условиях. Источником терригенного материала служили в основном песчано-глинистые породы палеозоя-триаса и древнего метаморфического комплекса, на что указывает преобладание (или постоянное присутствие) в глинах базальной формации характерных для указанных отложений устойчивых минералов, а также обломков пород. Рельеф суши, сложенной этими породами, был невысоким; слаборасчлененным: в начальный период эвгеосинклинали область все еще сохраняла относительную устойчивость и лишь незначительно возвышалась над уровнем моря. Об этом свидетельствуют общий объем отложений базальной формации, типы формациеобразующих пород, их структурно-текстурные особенности и состав.

Н. М. Страхов (1960) отмечает, что в ранней и средней юре на значительной площади Европы и Азии (включая Закавказье) план расположения климатических зон не изменялся; "... имеются все основания считать, что эпохи лейаса и доггера были временем резко выраженной и повсеместной на поверхности Земли гумидизации климата и сильного расширения гумидных зон за счет аридных" (с. 173). Действительно, в позднем триасе и в средней юре на территории Армении существовали достоверные гумидные ареалы. Имеющийся фактический материал, хотя и скудный, все же позволяет заключить, что в ранней юре климат также был гумидным. По данным А. Т. Асланяна (1958), нижнеюрские породы включают остатки влаголюбивой растительности. Глины содержат значительное количество тонкодисперсного углистого вещества, а в некоторых разрезах (в частности, у кочевки Чатах) встречаются практически бескарбонатные углистые сланцы.

Отсутствие интенсивного вулканизма, гумидный климат, состав размываемых пород, нормальные морские условия седиментации способствовали наследованию глинистого вещества прошлых геологических эпох и образованию каолинит-гидрослюдистых глин. Однако важное значение в формировании ассоциаций глинистых минералов имели также постседиментационные процессы.

Породообразующим минералом глин базальной формации является гидрослюда  $2M_1$ , что отличает их от глин палеозоя-триаса, в которых довольно широко распространен и политип  $1M$ . В глинах много переорожденного пирокластического материала и среди них нередко встречаются разности с реликтовой туфовой структурой. Как известно, в морских условиях тонкий витрический пепел обычно преобразовывается в монтмориллонит, однако в глинах базальной формации не обнаружено даже следов этого минерала. В данном случае пирокластик полностью превращается в гидрослуду  $2M_1$ . Трудно сказать, проходит ли она стадию монтмориллонитизации, но наличие гидрослуды  $2M_1$  как конечного продукта ее постседиментационного преобразования не вызывает сомнения. Надо полагать, что все глинистые минералы со структурой типа  $2:1$  трансформируются здесь в гидрослуду  $2M_1$ . Гидрослуда развива-

ется (как и в породах палеозоя-триаса) по глинистой основе, реже по обломкам пород, в виде лейстообразных или игольчатых кристаллитов. Кроме гидрослюдизации, вторичные изменения выражены в окремнении, серицитизации, эпидотизации, сульфидизации и лимонитизации глинистых пород. Эти изменения связаны с внедрением в нижнеюрскую толщу (уже после литификации глинистых осадков) диабазовых даек. Генерация гидрослюды  $2M_1$  имела место до внедрения этих даек. Дело в том, что вблизи них в глинах развивается мелкая трещиноватость. В случае, если вмещающие породы подвергаются воздействию гидротермальных растворов (не все дайки "сухие"), трещины заполняются серицитом, кварцем, лимонитом. Пржилки этих минералов секут участки глинистой основы с "микролитовыми" новообразованиями гидрослюды (рис. 8). Последняя, таким образом, формируется до гидротермального процесса и, по-видимому, независимо от факторов, связанных с внедрением даек. Сульфидизация глинистых пород также вызвана гидротермальным процессом. В отличие от кварца, лимонита и серицита, которые, как было отмечено, образуют прожилки, сульфиды встречаются в виде вкрапленности. На участках распространения "сухих" даек отмеченные явления не наблюдаются.

Почти во всех разрезах глины вблизи даек рассланцованы и имеют темно-серую или черную окраску; сланцы светло-желтого цвета встречаются и на контакте с дайками, и в удалении от них. Во всех случаях слюдистые минералы в сланцах ориентированы субпараллельно удлинению новообразованных кристаллитов, в аргиллитах они располагаются беспорядочно.

Развитие эпидота по глинистой основе, обломкам пород и минералов наблюдается в сланцах и в аргиллитах, но более характерно для первых. Эпидот представлен двумя типами: в виде сравнительно крупных округлых непрозрачных зерен со следами разложения и более мелких, совершенно свежих, агрегатов с характерным плеохроизмом. По-видимому, первый тип имеет терригенное происхождение. Нужно отметить, что вторичные изменения не приводят к полной потере глинистыми породами обломочных структур. Трудно связать с каким-либо определенным типом изменения гидрослюдизацию, эпидотизацию и структурно-текстурные преобразования глинистых пород. Очевидно, мы имеем дело со случаем совокупного влияния различных типов изменения - регионального, контактового и наложенного гидротермального, но когда ни один из них не является доминирующим. Генерация эпидота не сопровождается образованием других, парагенетически связанных с ним, минералов-индикаторов: типичные роговиковые фации отсутствуют. Для развития сланцеватых структур и гидрослюды  $2M_1$  необходим лишь повышенный термобарический уровень среды - независимо от того, как он достигается. Это может быть и при метаморфизме погружения и следствием внедрения даек. Несомненно, однако, что гидрослюда  $2M_1$  развивается и без воздействия последних на вмещающие глины. Очевидно, энергии маломощных даек хватило только на дополнительный разогрев глинистых пород и их эпидотизацию. Гидротермальный метаморфизм также имеет локальное воздействие на вмещающие глины - проявляется только в пределах пор и трещин.

В целом, имея в виду минеральный состав глинистых пород базальной формации, их структурно-текстурные особенности, парагенезы глинистых и неглинистых минералов, можно сказать, что они находились на стадии позднего катагенеза, а затем испытали контактовый и гидротермальный метаморфизм. В совокупности вторичные изменения приводят к полному перерождению глинистых минералов структурного типа 2:1 в гидрослюду  $2M_1$  - независимо от источников и первоначального состава глинистого вещества. Каолинит в этих условиях оказался достаточно устойчивым минералом и его обломочный генезис не вызывает сомнения. Хлорит скорее всего является минералом поздних стадий изменения глин. Не исключено однако, что он аллотигенного происхождения - является продуктом разрушения древних метаморфических пород (как было отмечено, эти продукты играли заметную роль при формировании базальной формации). Незначительное количество хлорита (10-20% глинистой фракции) исключает возможность детальной его характеристики и более точной генетической интерпретации.

Терригенно-вулканогенная формация образуется в стадию максимального прогибания эвгеосинклинали, наступившую в раннем байосе. Общее погружение имело место почти на всей территории Малого Кавказа. Море покрывает большие площади Закавказского и Армянского геоантиклиналей, вследствие чего полностью исчезают внутривсейские поднятия. Знаменательным является проявление интенсивного ареального вулканизма, продукты которого, мощностью до 2000 м, представлены в основном эффузивными породами андезитового состава, значительно меньше распространены пирокластические образования. В бате вулканическая деятельность заметно ослабевает, роль пирокластического материала и кислых пород возрастает. В пределах и вокруг менее подвижных блоков (Храмский и Локский массивы, верховья рр. Ахум и Асрик-чай) накапливаются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения. Именно на этих массивах и проявляются первые признаки регрессии: в позднем байосе здесь накапливался грубый терригенный материал, тогда как в наиболее прогнутых областях эффузивный вулканизм все еще продолжался. На некоторых участках трещинный тип излияний сменяется центральным, что также связывается (Г. А. Казарян и др., 1971) с инверсией и образованием вулканотектонических поднятий. По мнению Н. Р. Азаряна (1971), ядра Алавердского и Шамшадинского антиклинориев, так же как и Грузинская глыба, Локский массив, верховья р. Асрик-чай, высвобождаются от морского покрова уже в позднем байосе. По крайней мере, не вызывает сомнения наличие на Малом Кавказе предкелловейской орофазы. В результате складкообразовательных движений возникают зачатки современных антиклинориев, формируется среднеюрская плагиогранитная формация. Этими движениями и ограничивается нарастание объема терригенно-вулканогенной формации. Таким образом, в пределах Сомхето-Кафанской зоны глинистые осадки отлагались в бассейне, в котором на протяжении большого отрезка времени (байоса-бата) имел место непрерывный вулканизм, по своему масштабу и ранообразию форм не уступающий известным вулканическим областям.

В Складчатой зоне Армении (Вайоцдзоре) в это время осадконакопление происходило в существенно иных условиях. Здесь вулканизм совершенно отсутствовал, с суши поступал в основном глинистый материал, который откладывался в умеренно глубоководном теплом морском бассейне, где обитали крупные – до 30 см в поперечнике – аммониты. По данным геохимических исследований, осадки накапливались в субщелочной и восстановительной обстановке. Таким образом, сравнительное изучение пород указанных двух зон позволяет выяснить в какой мере различия в условиях осадконакопления отразились на минеральном составе глин.

Принадлежность климата байоса-бата к гумидному типу не вызывает сомнения; об этом свидетельствуют комплекс фауны, флоры, а также интенсивное углеобразование. Согласно Н. М. Страхову (1960), Закавказье в байосе-бате располагалось в северной умеренно влажной зоне.

Судя по составу неглинистых минералов, источники сноса со времени ранней юры существенно не изменились. Однако некоторое различие в количественном соотношении минералов все же наблюдается. Так, в глинах терригенно-вулканогенной формации меньше эпидота, сравнительно больше пироксенов, амфиболов, зеленого и бурого турмалина, обломков эффузивных пород и вулканического стекла. Очевидно, наблюдаемые различия были обусловлены тем, что в результате трансгрессии в направлении Армянской геоантиклинали в сферу размыва вовлекались новые участки суши, сложенные отложениями палеозоя-триаса; кроме того, осадки умеренно обогащались продуктами синхронного вулканизма (обломками эффузивных пород, вулканическим стеклом). Существенно не изменился и рельеф суши, прилегающий к бассейнам и на севере, и в Вайоцдзоре. По-видимому, контрастно выраженные движения приводят к большей приподнятости Закавказской суши (по сравнению с ранней юрой) над уровнем моря; однако в целом, судя по общему объему и составу осадочных пород, их структурно-текстурным признакам, рельеф суши оставался невысоким и слаборасчлененным.

Формирование ассоциаций глинистых минералов было обусловлено главным образом указанными выше факторами. Влияние постседиментационных процессов, в отличие от предыдущего этапа, было незначительным. Для отложений байоса-бата Сомхето-Карабахской зоны характерна каолинит-гидрослюдистая ассоциация (в которой спорадически и в малых количествах участвует хлорит), для Вайоцдорской – гидрослюдисто-каолинитовая.

Гидрослюда в первой зоне составляет 80–90% глинистой фракции, во второй – не превышает 50%. В обеих зонах она представлена двумя модификациями –  $1M$  и  $2M_1$  в соотношении  $1M \leq 2M_1$ . В глинах Сомхето-Карабахской зоны количество гидрослюды поли типа  $1M$  примерно равно  $2M_1$ , в Вайоцдзоре его значительно меньше. Очевидно, постседиментационные процессы не приводят к трансформации гидрослюды  $1M$  в  $2M_1$ , что, по-видимому, объясняется сравнительно низким уровнем постседиментационного изменения глинистых пород. Действительно, аутигенные неглинистые минералы (в частности, анатаз), обломочный слабо измененный биотит, отсутствие сланцеватости и конформных

структур указывают на средний уровень катагенетического изменения глинистых пород. Вблизи диабазовых даек, прорывающих байос-батские отложения в Сомхето-Карабахской зоне, глинистые породы подвергнуты контактовому и гидротермальному метаморфизму. С контактовым термометаморфизмом связана эпидотизация глинистой основы, но в ограниченных масштабах. Обычно он приводит к развитию по глинистой основе субпараллельно ориентированных игольчатых и шестоватых образований слюды (гидрослюды)  $2M_1$ . Но, очевидно, основная часть политипа  $2M_1$  относится не к этому, регенерированному типу, а имеет аллотигенное происхождение и представляет собой продукт размыва палеозойских и древних метаморфических пород. Контактный метаморфизм выражен слабо, а в Вайоцдзоре он вообще отсутствует, между тем здесь политипа  $2M_1$  больше, чем в глинах Сомхето-Карабахской зоны. Возможно, часть  $1M$  также имеет аллотигенное происхождение, но другая, вероятно, связана с наложенным низкотемпературным гидротермальным процессом. Очевидно, этим и объясняется столь повышенное содержание политипа  $1M$  в глинах Сомхето-Карабахской зоны. Гидротермальный метаморфизм приводит к кальцитизации, лимонитизации, сульфидизации, окремнению, но чаще всего к серицитизации глинистых пород. Серицитом заполнены микротрещины и поры, он образует прожилки в основной массе глин. Не исключено, что  $1M$  развивается также по вулканическому стеклу (Алавердский антиклинорий), которое изменено в кварц-полевошпатовое и слюдистое вещество, а также раковинам микрофауны (Шамшадинский антиклинорий), полностью замещенным полевошпатово-слюдистым агрегатом. Однако эти явления имеют ограниченное распространение.

Каолинит в обеих зонах имеет широкое распространение, в Вайоцдзоре он обычно преобладает над гидрослюдой. Повсеместно, даже во вмещающих угли глинах (Иджеванский синклинорий), каолинит однороден: относится к структурно несовершенному моноклинному типу. Очевидно, он аллотигенного происхождения и связан с размывом палеозойских отложений, в которых неупорядоченный моноклинный каолинит является порообразующим минералом. Этим только и можно объяснить высокое содержание его в глинах Вайоцдзора, где продукты размыва палеозойских отложений имели определяющее значение при формировании среднеюрской терригенной формации. В связи с этим нужно отметить, что глины этого возраста по составу больше похожи на палеозойские, чем глины базальной формации нижней юры. Очевидно, объясняется это обширностью трансгрессии в среднеюрское время: море непосредственно примыкало к палеозойской суше, тогда как в ранней юре оно покрывало лишь ограниченные площади вблизи выступов кристаллических массивов, влияние которых на формирование осадков в раннеюрское время было значительным.

Железистый хлорит в заметных количествах (до 20%) встречается только в Сомхето-Карабахской зоне. Очевидно, он связан с местными источниками сноса - поднятиями, сложенными в основном порфиритами среднего и основного состава. Нужно, однако, отметить, что хлоритизированные обломки пород (изменено в основном стекло связующей массы) очень редко встречаются в глинах терригенно-вулканоген-

ной формации. Таким образом, несмотря на значительные масштабы вулканизма в Северной зоне и полное его отсутствие в Южной, наблюдаемые различия в минеральном составе глин не существенны. В обеих зонах гидрослюда и каолинит являются основными минералами. Влияние вулканизма выразилось главным образом в контактовом и гидротермальном метаморфизме пород, однако эти изменения носят локальный характер и захватывают лишь незначительные участки глинистой основы. Слабое влияние вулканизма на минеральный состав глин объясняется, на наш взгляд, эффузивным его характером; продукты же эксплозии (особенно тонкий пирокластический материал), непосредственно наращивающие глинистое вещество, имели резко подчиненное значение.

Рассмотрим вопрос о генезисе кластических даек, прорывающих отложения терригенной формации в районе села Хндзурот.

Механизм образования кластических даек объясняется различно (Р. Г. Горецкий, 1956). Среди них выделяются два типа: дайки инъекционные и собственно нептунические. Формирование первых связано с понижением литостатического давления при отсутствии стрессовых напряжений и другими факторами. Трещины имеют в основном тектоническое или сейсмо-тектоническое происхождение, а вещество даек поступает снизу вверх. Для собственно нептунических даек (глубинных и поверхностных) характерно перемещение материала сверху вниз. Глубинные нептунические дайки образуются в результате заполнения трещин обломочным материалом под действием силы тяжести, веса вышележащих пород, гидростатического давления. Большинство сохранившихся даек относится к этому типу. Глубинные трещины, как правило, имеют сеймотектоническое происхождение; они характеризуются сравнительно большими размерами, четкой формой и ровными стенками. Значительная часть поверхностных нептунических даек имеет экзогенное происхождение. Среди них различают дайки, образовавшиеся в результате заполнения трещин на морском дне и в наземных условиях. Экзогенные трещины, в отличие от сеймотектонических, имеют более мелкие размеры, небольшую глубину и неправильные формы. Итак, для образования любых кластических даек необходимо наличие зияющих трещин и пластического обломочного материала, способного перемещаться и заполнять эти трещины. Способы их заполнения и причины возникновения могут быть разными. Дайки Вайоцдзора относятся к собственно нептуническому типу, о чем свидетельствуют следующие данные: 1) отсутствие локальной (на участках развития даек) деформации вмещающих отложений; 2) сходство состава и структурно-текстурных особенностей вмещающих глин с глинистыми включениями в дайках, обломочного вещества последних с вышележащими песчаниками келловея и отсутствие корреляционной связи между веществом даек и вмещающих пород байос-бата; 3) наличие карбонатного ореола вдоль контактов даек с вмещающими породами; 4) ветвистость даек и их выклинивание по падению.

В конце раннего бата происходит кратковременная регрессия моря: новая трансгрессия наступает уже в раннем келловее. Очевидно трещины в байос-нижнебатской толще образовались при погружении блока в раннекелловейское время — в результате активизации тектонических движений. Они могли возникнуть в прибрежной полосе суши, либо на

дне келловейского моря. С развитием трансгрессии все трещины были залиты водой, о чем свидетельствует однородный состав даек. В келловейское море сносился (преимущественно с палеозойской суши) известково-песчаный материал, который, естественно, накапливался и в трещинах. Однако важную роль в формировании вещества даек играли и породы, по которым проходили трещины — глины и известковистые алевриты. Любопытно, что глинистый материал из вмещающих пород поступал в трещины в значительно меньших количествах, чем карбонатный. Вдоль стенок трещин, которые секли карбонатные породы, откладывался существенно известковистый ил. Материал, поступавший в трещины за счет песчаных осадков келловей, отчасти и вмещающих пород, постепенно заполнил трещины и впоследствии подвергся литификации. Таким образом, описываемые кластические тела относятся к той разновидности нептунических даек, которые впервые были выделены и описаны А. П. Павловым (1956). Менее вероятным кажется их глубинное происхождение, хотя в принципе трещины могли возникнуть и при наличии келловейских осадков, которые в данном варианте должны были проникнуть в них в виде суспензидов. Однако в этом случае труднее объяснить некоторые особенности строения и состава даек, в частности, наличие в них глинистых включений, по составу и другим признакам не отличающихся от батских (вмещающих) глин. Таким образом, выявленное в результате исследований сходство минерального состава, а также структурно-текстурных признаков глинистых включений в дайках и вмещающих глин послужило важным критерием установления возраста даек и выяснения условий и механизма их образования.

С завершением послебатской складчатости начинается новый этап погружения Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали. Однако келловейская трансгрессия была кратковременной и небольшой. На юге (Кафанский антиклинорий) отложения келловей отсутствуют, в Вайоцдзоре мощность их не превышает первые десятки метров. Море заливает в основном северо-восточный борт прогиба и синклиновые участки, где и накапливаются отложения терригенной формации. На юго-западе образуются мелководные заливы. Антиклинорные участки лишь незначительно погружаются под воду и превращаются в важный источник сноса терригенного материала. Береговая линия келловейского моря фиксируется вокруг этих поднятий (современных антиклинориев) в виде полосы грубозернистых отложений и базальных конгломератов. Новая регрессия наступает уже в конце келловей — верхние горизонты его повсеместно отсутствуют (Азарян, 1971).

Таким образом, по сравнению с предыдущим этапом, площади окраинных и внутрибассейновых поднятий заметно расширяются. Местные источники сноса, в частности ниже-среднеюрские отложения, приобретают важное значение. По данным Р. А. Мандаляна (1974), образование кварц-порфировых и порфирито-андезито-базальтовых граувакк связано с продуктами размыва среднеюрских вулканогенных пород. Судя по ассоциациям неглинистых минералов, терригенный материал поступал также за счет размыва палеозойских и древних метаморфических пород.

В келловее вулканическая деятельность хотя и не прекращается, но заметно ослабевает. На некоторых участках (Шамлуг-Ахтала, верховья реки Тали-гет, среднее течение реки Агстев; Асланян, 1958; Атабекян, 1954) отмечаются локальные проявления подводного (возможно и субаэрального) вулканизма, продукты которого представлены порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами. Мелкообломочные туфогенные породы, присутствующие в составе терригенной формации, по-видимому, в большинстве представляют собой намывные образования (выдержанные мощности, согласная с вмещающими породами слоистость, окатанность зерен).

Климат в келловее становится засушливым, углеобразование прекращается, встречающийся в глинах растительный детрит обычно не преобразован в углистое вещество. По данным Н. М. Страхова (1961), в позднеюрскую эпоху территория Закавказья располагалась в пределах северной аридной зоны. Н. М. Страхов пишет: "Удивительно, как резко контрастируют климатические условия двух соседних эпох: ниже- и среднеюрская эпохи были одними из наиболее гумидных эпох в истории альпийского этапа, верхнеюрская же - эпохой наиболее резко выраженной аридизации". Однако, судя по соотношению аллохтонного и аутохтонного вещества в келловейских седиментационных бассейнах, а также парагенезам пород и их составу, можно думать, что климат в самом начале поздней юры пока еще не имел ярко выраженные аридные черты, хотя несомненно уже был достаточно жарким и сухим. Типичный аридный климат устанавливается в оксфорде.

По сравнению с предыдущей эпохой, рельеф келловейской суши был более высоким и расчлененным, что явилось результатом послебатских складчатых движений.

Глинистые осадки накапливались в неглубоком морском бассейне, в субщелочных и восстановительных условиях. О последнем свидетельствует также наличие в глинах многочисленных стяжений сингенетического пирита.

Структурно-текстурные признаки пород терригенной формации, состав аллотигенных и аутигенных неглинистых и глинистых минералов, органическое вещество указывают на катагенетический уровень их изменения. Таким образом, в кратковременной истории келловейского осадконакопления примечательным является возрастание роли местных источников сноса (в основном среднеюрских вулканогенных образований) и постепенная аридизация климата. Последнее обстоятельство однако существенно не повлияло на ход седиментации, поскольку аридизация климата только начиналась, апогея же она достигла позже - в оксфорде-кимеридже. Вулканические процессы, по масштабу значительно уступавшие среднеюрским, также не оказали заметного влияния на парагенезы глинистых минералов. Подобная, небогатая контрастами, обстановка осадконакопления в келловее способствовала наследованию глинистого вещества предшествующих эпох. Об этом свидетельствует то обстоятельство, что каолинит-хлорит-гидрослюдистая ассоциация, характерная для отложений предыдущего этапа, в основном сохраняется в глинах терригенной формации. Однако различия все же имеются; это прежде всего возрастание роли хлорита, содержание которого нередко

достигает 40% глинистой фракции. Очевидно, железистый хлорит представляет собой продукт разложения среднеюрских эффузивных и эффузивно-пирокластических пород, роль которых, как источников сноса, была значительной в келловее. Хлоритизированные обломки этих пород встречаются довольно часто в крупной фракции глин терригенной формации. Итак, впервые за всю историю развития региона хлорит выступает как важный компонент в парагенезах глинистых минералов.

Гидрослюда нередко достигает 80% глинистой фракции и представлена в основном политипом  $2M_1$ . Дегритовый облик глинистых частиц на снимках суспензий, отсутствие интенсивно выраженных постседиментационных изменений скорее указывают на аллотигенное происхождение политипа  $2M_1$ . Выше было сказано, что наличие  $1M$  в среднеюрской терригенно-вулканогенной формации связывается отчасти с наложенным гидротермальным процессом, образованием в порах и микротрещинах глин низкотемпературного серицита. Эти явления в глинах терригенной формации отмечаются редко (в основном в пределах Алавердского антиклинория), чем, очевидно, и объясняется почти полное отсутствие в них политипа  $1M$ . Не вызывает сомнения терригенное происхождение несовершенного моноклинного каолинита, аутигенная генерация которой исключалась условиями диагенеза и характером постседиментационных процессов. Количество каолинита в глинах терригенной формации, по сравнению с терригенно-вулканогенной (среднеюрской), заметно уменьшается, редко достигая 30–40% глинистой фракции. В глинах терригенно-вулканогенной формации каолинит количественно преобладает над хлоритом, а в рассматриваемых глинах наблюдается обратное соотношение, что опять же связано с возрастанием роли местных источников сноса – вовлечением в сферу размыва среднеюрских вулканитов. Однако отмеченные выше особенности существенно не меняют общей картины: парагенезы глинистых минералов в основных чертах сохраняют устойчивость, начиная с самых ранних этапов развития региона – образования базальной карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона и вплоть до образования терригенной формации келловоя. Качественно иные парагенезы характеризуют отложения следующих этапов развития региона, – начиная с вулканогенно-карбонатной формации (оксфорд-кимеридж).

После образования терригенной формации новая трансгрессия намечается уже в раннем оксфорде, хотя углового несогласия между отложениями этого возраста и келловоя не наблюдается (Азарян, 1971); последнее свидетельствует о слабых тектонических движениях, отразившихся лишь на положительных структурах. В пределах этих структур породы оксфорда трансгрессивно ложатся на размытую поверхность келловейских и более древних образований. По мнению Н. Р. Азаряна (1971), отсутствие отложений верхнего кимериджа-титона на северо-востоке Малого Кавказа указывает на проявление здесь андской орофазы. В синклиналиных областях и на юге (Кафанский антиклинорий) осадконакопление происходило непрерывно (Акопян, 1973). Позднеюрская трансгрессия на территории Армянской ССР оказалась одной из наиболее обширных: море покрыло не только всю площадь Сомхето-Кафанской зоны, но проникло и на пограничные участки Складчатой зоны

Армении. Таким образом, впервые после заложения эвгеосинклинали бассейны седиментации мигрируют из одной зоны в другую.

Характерным для рассматриваемого времени является интенсивная карбонатная седиментация и проявление мощного подводного и субаэрального вулканизма (Мнацаканян, 1964; Мандалян, 1974). Сочетание этих процессов в различные периоды и в разных зонах определили особенности строения и состава пород вулканогенно-карбонатной формации. Излившийся и эксплозивный материал распределен на площади и во времени неравномерно, но последний обычно преобладает. Терригенная седиментация была подавлена либо карбонатообразованием (в периоды затишья вулканизма), либо вулканическими процессами. Аллохтонное вещество представлено вулкано-терригенными образованиями — туфоконгломератами (бракчиями), туфопесчаниками; более мелкообломочные породы имеют незначительное распространение. По-видимому, вулкано-терригенные породы образуются как за счет продуктов синхронного осадкообразования вулканизма, так и в результате размыва более древних вулканогенных пород. По данным Р. А. Мандаляна (1974), области сноса (окраинные и внутренние поднятия) были сложены среднеюрскими вулканогенными и магматическими породами кислого и среднего состава, песчано-глинистыми и карбонатными породами бата-келловей и палеозоя-триаса. Наши данные по глинистым и неглинистым минералам в глинах подтверждают этот вывод; они указывают также на незначительную роль отложений палеозоя-триаса в качестве поставщиков терригенного вещества в позднеюрский бассейн. Вулканогенно-терригенный и пирокластический материал, за счет изменения которого образуются глины, осаждался в химически и гидродинамически аномальном мелководном бассейне. Аномальность эта была обусловлена резкой аридизацией климата в оксфорде-кимеридже, интенсивным подводным вулканизмом, сопровождавшимся выбросами громадного количества эксплозивного материала, а также гидротермальной деятельностью.

Формирование парагенезов глинистых минералов вулканогенно-карбонатной формации контролировалось указанными выше факторами.

Монтмориллонитовая ассоциация связана с преобразованием пирокластического и вулканогенно-терригенного материала в стадию диагенеза и раннего катагенеза. Не исключено, что часть монтмориллонита, связанная в основном с вулканогенно-терригенными породами, образовалась на суше по эффузивным и пирокластическим породам в условиях сухого и жаркого климата. Однако сопряженные с монтмориллонитизацией явления цеолитизации, окремнения и карбонатизации свидетельствуют главным образом о диагенетическом происхождении монтмориллонита. Последний развивается по вулканическому стеклу, а также стекловатой части обломков эффузивных и лавово-пирокластических пород. То обстоятельство, что в обменном комплексе подавляющее значение имеет Са (на втором месте), очевидно, свидетельствует о кальциево-щелочной среде преобразования исходного вещества в монтмориллонит.

Хлорит также образуется по вулканическому стеклу и связующей массе обломков вулканогенных пород. В отличие от монтмориллонита, который обычно замещает бесцветные вулканические стекла кислого состава, хлорит предпочтительно развивается по более основному стеклу бурого цвета с сравнительно высоким показателем преломления. Тем не менее, он часто встречается в тесной агрегации с монтмориллонитом, что позволяет предпочтительно отнести хлорит к аутигенному минералу, хотя не исключено и аллотигенное его происхождение. Нужно отметить, что в крупной фракции монтмориллонитовых глин содержится до 5% почти нацело хлоритизированных обломков пород и стекла.

Если хлорит и монтмориллонит ассоциируют с вулканогенными образованиями, то палыгорскит ("горная кожа") генетически тесно связан с карбонатными породами. Палыгорскит встречается в ассоциации с исландским шпатом, гидротермальное происхождение которого не вызывает сомнения. Крупные волокнистые листоватые образования "горной кожи" обволакивают монокристаллы исландского шпата. Они заполняют трещины и каверны в зоне дробления доломитизированных известняков, что свидетельствует об эпигенетически-гидротермальном происхождении палыгорскита. Благоприятная обстановка, обеспечивающая подвижность магния, алюминия и кремния, создается низкотемпературными гидротермами. Из пересыщенных растворов значае выпадают кристаллы исландского шпата, затем фиксируются магний, алюминий и кремний, которые в данных условиях образуют структуру палыгорскита.

Подобные иджеванским, волокнисто-листоватые формы палыгорскита под названием "горной бумаги" или "горного дерева", описаны у Милло (1965), однако в этих случаях палыгорскит ассоциирует с тальком и другими минералами.

Таким образом, впервые после герцинского и раннеальпийского этапов развития региона минеральный состав глинистых пород коренным образом меняется: каолинит-гидрослюдистая ассоциация, характерная для всех рассмотренных до сих пор формаций, сменяется преимущественно монтмориллонитовой. Именно вулканогенно-карбонатная формация оксфорда-неокома намечает рубеж, с которого наследование глинистого вещества прошлых геологических эпох в сколько-нибудь заметных масштабах прекращается. К этому времени эндогенное вещество принимает уже непосредственное участие в образовании глинистых пород, а эндогенные факторы приобретают едва ли не решающее значение в процессах глинообразования, что справедливо, по крайней мере, для значительного отрезка последующего, позднегеосинклинального, этапа геологического развития региона. Здесь уместно напомнить, что вулканизм, причем в значительных масштабах, имел место и в прошлые геологические эпохи, например, в байосе-бате. Однако он существенно не повлиял на минеральный состав глин в силу того, что проявлялся почти исключительно в эффузивной форме. Мы видели, что влияние субвулканических тел также было ограниченным: оно выразилось лишь в локальном воздействии на вмещающие глинистые породы, в контактовом и гидротермальном их метаморфизме (эпидотизации, серицитизации, окремнении, кальцитизации). И только в конце раннегеосинклинального этапа, когда эксплозивный вулканизм и его продукты (особенно тонкий пирокластичес-

кий материал) приобретают все большее значение в процессах литогенеза, существенно меняются и минеральный состав глин и характер глинообразования.

Последующая эпоха - неокома-альба - единственная за всю историю развития региона, когда глинообразование в любой форме было резко подавлено. Отложения этого возраста имеют ограниченное распространение и представлены преимущественно вулканогенными, вулканогенно-обломочными (частью наземными) и карбонатными породами. В нескольких пунктах в отложениях апта имеются прослой мергелеподобных пород, причем глинистое вещество составляет лишь незначительную часть их нерастворимого остатка. Глинистые минералы в них представлены монтмориллонитом и хлоритом, которые, очевидно, являются продуктом перерождения пирокластического материала в диагенезе.

В альбское время тенденция эта в целом сохраняется, хотя роль терригенного, пирокластического и глинистого материала несколько возрастает. Типичные глины мощностью 5-6 м зафиксированы лишь в одном пункте, в остальных разрезах глинистое вещество образует, как и в отложениях апта, примесь в карбонатных породах (мергели и т.п.). Глинистые минералы по составу и генезису также идентичны аптским. Как видим, завершающая стадия раннегеосинклинального этапа (неокома-альб) выступает как эпоха подавленности глинообразования во всех его формах. Поэтому условия образования отложений этого периода подробно здесь не рассматриваются (эти вопросы освещены в работах Р. А. Мандаляна и М. А. Сатиана, 1974, и др.). Отметим только, что подавленность глинообразования в целом была обусловлена стабилизацией региона, аридным климатом, характером вулканических процессов, карбонатообразованием.

## Глава У

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕАЛЬПИЙСКОГО ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА (САРИГЮХСКОЕ) Сомхето-Кафанская зона

#### Подзона Иджеванского синклинория

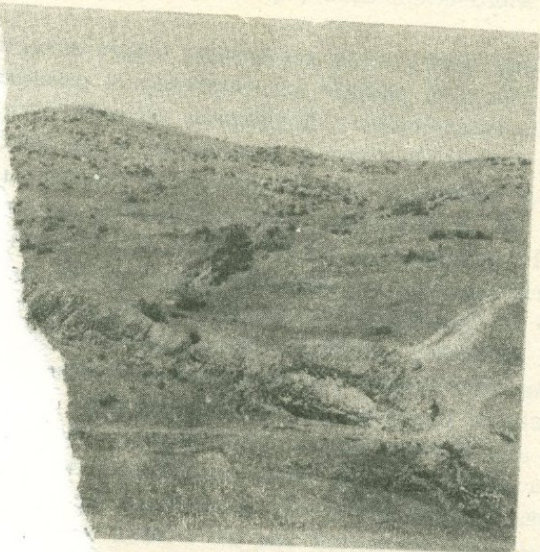
#### Вулканогенно-осадочная формация (верхний саригюхский этап)

К формации приурочено известное Саригюхское месторождение битуминозных глин. В районе месторождения развиты вулканогенно-осадочные и осадочные образования битуминозные глины, вместе с вмещающими их породами, по возрасту, залегают моноклинально с падением порядка  $20^{\circ}$  и образуют пластообразную или плитчатую (рис. 21) мощностью до 30-120 м. По простиранию протягиваются субмеридионально почти на 200-400 м. Залежь битуминозных глин в центре, как правило, максимальной мощностью, на участках постепенно уменьшается и выклинивается резкие раздувы и столь же резкие впадины. Ложе для битуминозных глин служат обломки вулканических пород.

Цвет битуминозных глин светло-желтый, иногда зеленый. Иногда содержат включения кварца размером от долей мм до 1-2 см, угли, окислы железа и марганца.

Среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм - 22,78%,  $0,1-0,01$  мм - 1,07%, в среднем составляет 3,07%.

Пространственно и генетически битуминозные глины с реликтовой порфиритовой туфой. Последний тип имеет на месторождении наблюдается постепенный переход свежих туфовых глин. Переход свежих туфов фиксирован в выработках А. 2. Вулканогенных образований г



ежь бентонитовой глины на  
юхского месторождения;  
базальтовая) дайка, проры-  
ную толщу в районе Сари-  
торождения.

х типов вмещающих пород и бен-

вые базальтовые порфи-  
индалекаменная. Вкрапленни-  
авлены плагиоклазом (№ 56-  
ном, псевдоморфным оливи-  
канического стекла, в ко-

тором рассеяны многочисленные микролиты плагиоклаза, изометричные кристаллы пироксена и аксессуарный рудный минерал. Соотношение кристаллической фазы к стекловатой либо одинаковое, либо первая преобладает. Структура основной массы промежуточная между гиалопилитовой и микролитовой.

В результате воздействия гидротерм плагиоклазы подвергаются слабой кальцитизации и пелитизации. Моноклинный пироксен не изменяется, либо слабо хлоритизируется. По оливины развиваются идингсит, хлорит, халцедон, кальцит. Одновременно с оливином хлоритизируется и вулканическое стекло. Гиперстен замещается кальцитом, хлоритом, реже бесцветным слабо поляризующим цеолитом радиально-лучистого строения, селадонитом (вдоль трещин). Поры (миндалины) обычно выполнены в центре палагонитовым веществом и селадонитом, а по краям светло-зеленым тонкочешуйчатым хлоритом с низким двупреломлением (1 порядка). В них присутствует также скрытокристаллическое глинистое вещество, обрамляющее в виде тонкой каймы хлоритовые агрегаты; реже в ядрах пор отмечен кальцит в ассоциации с халцедоном и цеолитом.

Плагиоклазово-двупироксеновые андезитовые порфириды. Структура порфировая, текстура массивная, реже миндалекаменная. Вкрапленники (10–15%) представлены плагиоклазом (№№ 48–54), ромбическим и моноклинным пироксеном. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, состоит из вулканического стекла, в котором рассеяны микролиты плагиоклаза, рудного минерала, реже апатита. Соотношение стекла и кристаллической фазы почти одинаковое. По вулканическому стеклу развивается халцедон, хлорит, реже адуляр ромбической формы. Хлоритовые агрегаты по краям замещаются монтмориллонитом. Поры часто имеют зональное строение: смежные участки состоят из монтмориллонита и метаколлоидного алюмокремневого вещества, которое по краям проявляет слабую анизотропию. Более интенсивное изменение приводит к распаду концентров на сферолитоподобные агрегаты аморфного кремнезема и цеолита. Показатель преломления этих агрегатов значительно ниже бальзама. Иногда стенки пор неравномерно инкрустируются кристобалитом и кварцем. Ядра некоторых пор сложены цеолитом, а стенки – аморфным кремнеземом и монтмориллонитом. Ромбический пироксен полностью замещается палагонитовым веществом буровато-зеленого цвета.

Туфопесчаники. Структура кристалло-литокластическая, псаммитовая, крупнозернистая. Обломочный материал (85%) представлен полуокатанными обломками (размером 0,5–2 мм) порфиритов, их шлаками, плагиоклазами (10%). Вулканическое стекло в обломках порфиритов частично замещено хлоритом, монтмориллонитом, гидроокислами железа. Цемент хлоритовый.

Бентонитовые глины с реликтовой пемзовой структурой состоят из перерожденного пеплового материала, сохранившего морфологические особенности витрокластической структуры. Вкрапленники (2%) представлены идиоморфными кристаллами зонального андезина, гиперстеном, удлиненными призмами апатита, магнетитом. Кристаллическая часть породы почти не изменена. Размеры ячеек пор

колеблются в пределах 0,1–0,6 мм; они имеют округлую и вытянутую форму, края обычно неровные. Ядра выполнены пластинчатым цеолитом, обнаруживающим слабую анизотропию; иногда присутствуют буровато-зеленый хлорит и кальцит. Ячейки окружены светло-зелеными агрегатами монтмориллонита с поляризационной окраской I или II порядка.

Бентонитовые глины с реликтовой флюидальной структурой отличаются от выше описанных наличием большого количества кристаллитов; кроме того, цеолиты в них встречаются значительно меньше.

Пепловый материал в основном состоит из сплюснутых пористых стекол. Они имеют полосчатое строение, вызванное, очевидно, смешением различных по составу разновидностей. Полосы темные, непросвечивающие. Стекла с пористой структурой имеют угловатую, серповидную, рогульчатую и другие причудливые формы. Стекловатая часть породы (98%) нацело перерождена в глинистое вещество светло-желтого цвета с агрегатной поляризацией. В тесной связи с ним встречается (иногда в значительных количествах) аморфный кремнистый минерал.

Бентонитовые глины с реликтовой беспорядочной туфовой структурой отличаются повышенным содержанием кристаллической фазы. Вкрапленники в них составляют 10%, представлены зональным плагиоклазом, гиперстеном, реже апатитом и магнетитом. Связующая стекловатая масса полностью перерождена в монтмориллонит. Местами по стеклу развиваются чешуйки хлорита и тонковолокнистый цеолит.

Бентонитовые глины с реликтовой перлитовой структурой (рис. 22А) характеризуются наличием перлитовых стекол с трещинками, по которым они распадаются на блоки округлой формы. Вкрапленники (составляют около 3% объема породы) представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном, реже апатитом и магнетитом. Преобразование породы вначале происходит вдоль трещинок, затем распространяется на стекловатый базис и вкрапленники. В составе стекла имеется большое количество кристаллитов. Эти зачаточные формы кристаллов, в отличие от окончательно сформированных микролитов, перерождаются в монтмориллонит одновременно со стеклом связующей массы.

В слабо измененных разностях по стеклу развиваются хлорит и алюмокремнеземистый гель; последний, в отличие от монтмориллонита, совершенно изотропен. Выделяются два типа глин с реликтовой перлитовой структурой: первый характеризуется крупными и редкими блоками, второй – частыми и мелкими.

Бентонитовые глины с реликтовой порфировой структурой (рис. 22Б) отличаются высоким содержанием вкрапленников (около 50%), которые представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксеном, оливином, апатитом, магнетитом. Продукты изменения оливина представлены иддингситом, хлоритом, халцедоном, кальцитом. По гиперстену развиваются селадонит, кальцит, реже цеолит. Другие вкрапленники и микролиты не изменены. Стекло замещается хлоритом и монтмориллонитом. Последний на общем фоне основной массы выделяется в виде мелких агрегатов овальной формы. Про-

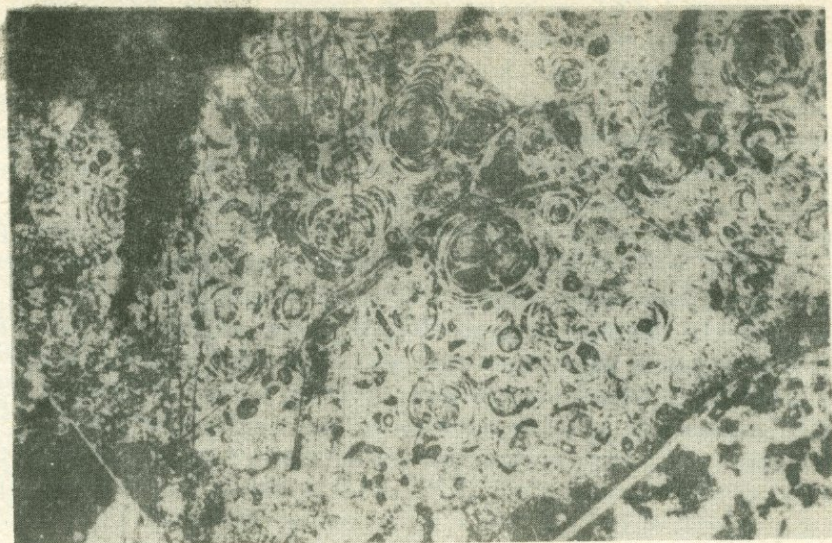


Рис. 22. Бентонитовые глины с реликтовой перлитовой (а) и порфировой (б) структурой. Ув. 140, николи +. Саригюхское месторождение.

межутки между ними выполнены местами бесцветным алюмокремнеземистым гелем, который, при более интенсивном изменении, распадается на опал и тонковолокнистый цеолит. Во всех типах бентонитовых глин монтмориллонит развивается лишь за счет стекловатой части вулканогенных пород.

В бентонитовых глинах иммерсионным методом установлены полевые шпаты (10% легкой фракции), кварц (2%), кремнистые минера-

лы ( 1%), хлорит ( 1%), вулканическое стекло ( 1%), интенсивно измененные вулканические стекла и обломки пород ( 90%), авгит ( 1% тяжелой фракции), диопсид ( 1%), гиперстен, апатит ( 1%), рутил, магнетит ( 2%), ильменит + хромит (80%), гидроокислы железа и марганца (15%). Другими методами из неглинистых минералов установлены также кристобалит, оливин, селадонит, иддингсит, кальцит.

В глинах породообразующим минералом является монтмориллонит. Последний устанавливается по наличию на дифрактограммах серии рефлексов с  $d(001) = 12-15\text{Å}$ ;  $6\text{Å}$  и др. После насыщения образцов глицерином базальное расстояние первого порядка возрастает до  $17,7\text{Å}$ , после термообработки сокращается до  $10\text{Å}$ . В целом отражения 001 имеют низкую относительную интенсивность, что, очевидно, связано с присутствием рентгеноаморфного компонента (стекла и др.). Рефлексы 060 (1,49-1,50) указывают на принадлежность монтмориллонита к диоктаэдрическому типу. Из неглинистых минералов присутствуют низкотемпературный кристобалит (рефлексы с  $d = 4,03\text{Å}$ ,  $2,43\text{Å}$ ), плагиоклазы (рефлексы с  $d = 3,26\text{Å}$ ,  $3,73\text{Å}$ ,  $2,14\text{Å}$  и др.), цеолит (рефлекс с  $d = 8,9\text{Å}$ ). В интенсивно измененных вулканогенных породах установлены монтмориллонит, селадонит, кристобалит, плагиоклазы. В одном образце селадонит является основным минералом (интенсивные отражения с  $d = 10\text{Å}$ ,  $4,9\text{Å}$  и др.); параметр "b" равен  $9,02 \pm 0,01\text{Å}$ . Минерал относится к модификации 1M с повышенным содержанием железа. М. А. Ратеевым (1972) в измененных вулканогенных породах (полностью не переродившихся в бентонитовые глины) обнаружен смешанослойный минерал типа Г-М, причем с интенсивностью изменения количество разбухающих слоев в нем закономерно возрастает. Смешанослойный Г-М с содержанием в структуре около 30% М установлен нами в цементе подстилающих и перекрывающих бентонитовые глины туфопесчаников. Иногда он резко преобладает над другими глинистыми минералами, в том числе и монтмориллонитом.

О наличии Г-М свидетельствуют отражения с  $d(001) = 10,6-10,8\text{Å}$  на дифрактограммах природных образцов. После прокаливания базальное отражение первого порядка становится резким, фон исчезает, все гидратированные слои сокращаются до  $10\text{Å}$ . Кроме того, в туфопесчаниках присутствует гидрослюда типа глауконита. Минерал из крупной фракции глин оказался клиноптилолитом. Результаты анализа (табл. 36) отобранных мономинералов указывают на близость его к клиноптилолиту из месторождения Гектор (Эймс, Санд, 1962). Минерал имеет следующий химический состав:

TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	B'	n.n.n.
0,70	62,73	15,95	5,25	0,21	2,15	4,0	0,12	4,62	2,44	7,19	3,5

На электронно-микроскопических снимках суспензий пепловых глин фиксируются частицы двух морфологических типов: агрегаты неопределенной формы и различной толщины (вплоть до прозрачных) и шиповидные или короткопризматические фрагменты монтмориллонитизированных пирокластов. На снимках естественных сколов они имеют стекловидную поверхность, испещренную многочисленными складочками (микротрещинками), создающими характерную "морщинистую" текстуру. Снимки ми-

Результаты рентгеновского анализа  
клиноптилолита из Саригюхского месторождения

Клиноптилолит, Саригюх		Клиноптилолит, Гектор	
d	I	d	I
8,9	100	8,9	100
7,8	9	7,9	23
6,7	8	6,7	13
5,1	10	5,1	18
3,96	57	3,98	72
3,89	-	3,91	14
3,39	20	3,43	22
3,29	12	-	-
3,15	15	3,18	22
3,12	16	3,13	20
2,96	45	2,97	47
2,78	12	2,81	25
2,72	20	2,74	18

Таблица 37

Средние содержания окислов в бентонитовых  
глинах, свежих и измененных порфиритах и глинистой  
фракции (Саригюхское месторождение)\*

Окислы	С о д е р ж а н и е в %					
	Глина (17)	Изменен. базальт. порфирит (10)	Базальт. порфирит (12)	Изменен. андезит. порфирит	Андезит. порфирит (12)	Глинистая фракция (3)
SiO <sub>2</sub>	59,76	55,74	61,65	61,43	62,02	54,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,87	14,49	14,25	16,06	14,44	15,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,53	7,38	3,71	4,56	6,30	5,08
FeO	0,53	2,05	3,01	0,53	1,11	0,35
CaO	1,72	2,53	5,00	3,09	3,33	1,93
MgO	2,44	3,17	2,32	1,23	1,73	5,51
Na <sub>2</sub> O	1,91	2,92	4,75	3,63	4,32	0,52
K <sub>2</sub> O	1,65	4,00	2,18	4,12	3,95	0,50
H <sub>2</sub> O	6,89	1,95	0,89	2,83	0,65	10,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,60	4,16	2,25	4,56	2,72	8,38

\* В скобках указано количество анализов.

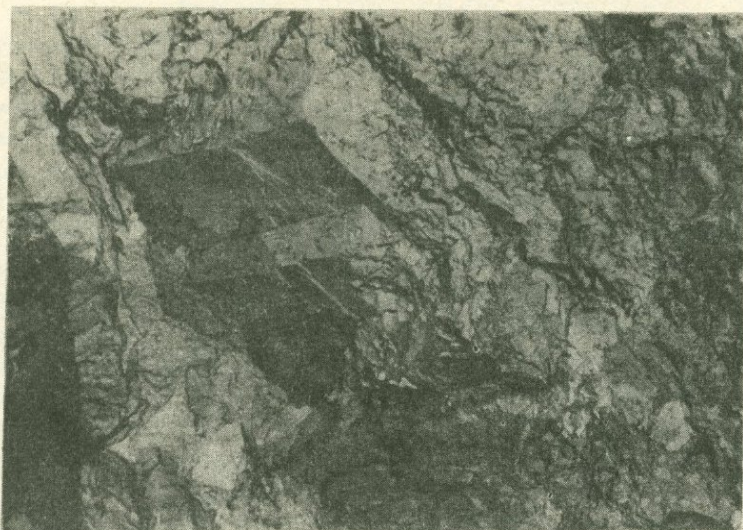


Рис. 23. Угольная реплика с поверхности свежего скола бентонитовой глины. Виден двойник плагиоклаза, погруженный в монтмориллонитизированную стекловатую массу. Саригюхское месторождение.

кротекстур глин, образовавшихся за счет порфиритов, отличаются тем, что на них фиксируются кристаллы различных размеров (рис. 23) и отсутствуют шиповидные агрегаты. Структура монтмориллонита несовершенная, только в нескольких случаях удалось определить все параметры элементарной ячейки:  $a = 5,16\text{Å}$ ;  $b = 8,98\text{Å}$ ,  $c = 10\text{Å}$ ;  $\beta = 100^\circ 58'$ . Термограммы характерны для монтмориллонитовых глин: фиксируются три эндозффекта и один экзозффект с максимумами соответственно при  $150-180^\circ$ ,  $570-680^\circ$ ,  $880-900^\circ$ ,  $920-980^\circ\text{C}$ . На некоторых кривых первый пик выражен слабо, что, очевидно, объясняется неполнотой разложения исходного материала.

Средние содержания окислов в различных типах пород, по данным силикатного анализа, приводятся в табл. 37, откуда видно, что содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$   $\text{K}_2\text{O}$  постепенно уменьшается от свежих пород к измененным и далее от глин к глинистой фракции, а содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  остается почти постоянным. В указанном порядке возрастает количество влаги и  $\text{MgO}$ . Повышенное содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  во всех типах пород и  $\text{MgO}$  в глинистой фракции обусловлено переходом двухвалентного железа в трехвалентное в гидротермальном процессе и захватом магния при генерации монтмориллонита.

Кристаллохимическая формула, рассчитанная по данным химического анализа глинистой фракции образца 10, имеет вид:

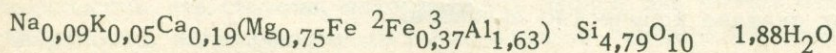


Таблица 38

Распределение малых элементов в бентонитовых глинах  
Саригюхского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	140	0,001-0,003	0,0014	0,001	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	-"	0,3-1	0,73	0,71	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	-"	0,0003-0,01	0,0005	0,0005	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	-"	0,03-0,3	0,037	0,025	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	-"	0,001-0,01	0,003	0,0023	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Li	-"	0,001-0,01	0,005	0,0047	$6 \cdot 10^{-3}$
Sr	-"	0,003-0,1	0,029	0,023	$1 \cdot 10^{-2}$
B	-"	0,001-0,03	0,007	0,006	$1 \cdot 10^{-2}$

Таблица 39

Распределение малых элементов в свежих порфиритах  
Саригюхского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в эффузивных породах среднего состава
Cr	12	0,001-0,03	0,008	0,0073	$5 \cdot 10^{-3}$
Ti	-"	0,3-1	0,49	0,41	$8 \cdot 10^{-1}$
Ni	-"	0,001-0,02	0,001	0,001	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	-"	0,01-0,1	0,09	0,081	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Cu	-"	0,001-0,03	0,007	0,006	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Li	-"	0,001-0,006	0,003	0,0021	$2 \cdot 10^{-3}$
Sr	-"	0,01-0,03	0,027	0,022	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	-"	0,01-0,1	0,05	0,05	$6,5 \cdot 10^{-2}$
B	-"	0,001-0,01	0,007	0,0064	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Избыток кремния в тетраэдрах объясняется наличием свободного кремнезема.

Из табл. 38, 39 видно, что содержания почти всех элементов в порфиритах не превышают соответствующие кларки в эффузивных породах среднего состава, а в бентонитовых глинах даже несколько ниже, чем в осадочных. Очевидно, гидротермальные растворы были не рудоносными и по природе были близки к современным фумаролам.

Общая емкость и состав обменных катионов в бентонитовых глинах Саригюхского месторождения\*

Место взятия и номер пробы	Ca	Mg	Na K	Общая емкость
Верхний горизонт				
проба 1	20,12	8,70	59,23	88,05
"- 2	18,72	10,21	58,90	87,83
"- 3	19,04	10,70	59,41	89,15
Средний горизонт				
проба 1	16,76	9,34	51,96	78,06
"- 2	17,28	7,92	53,02	78,22
"- 3	18,06	8,63	52,46	79,15
Нижний горизонт				
проба 1	12,65	5,14	55,82	73,61
"- 2	13,14	4,85	57,22	75,21
"- 3	10,68	4,91	56,84	72,43

\* Определения Г. С. Асратяна.

Основными катионами (табл. 40) в поглощенном комплексе являются Na (50-60 мг/экв) и Ca (10-20 мг/экв); Mg (5-10 мг/экв) и K (1-3 мг/экв) имеют подчиненное значение. Судя по составу обменного комплекса, гидротермальные растворы характеризовались насыщенностью Na и Ca, отсутствием галлоидных кислот и наличием  $\text{CO}_2$  в качестве основного аниона.

#### Пирокласто-известняковая формация (верхний сенон)

В составе формации, мощность которой достигает более 400 м, важное место занимают бентонитовые глины Ноемберянского месторождения, расположенного на южном склоне горы Какиль, в 5-7 км севернее с. Калача. В районе месторождения распространены в различной степени измененные пемзовые и пепловые туфы кислого состава (за счет которых образовались бентонитовые глины), туфопесчаники, кремнистые породы и известняки. Бентонитовые глины залегают в виде пластов (рис. 24) субмеридионального простирания, с падением по азимуту на СВВ  $15^\circ$ , под углом  $10-15^\circ$ . Максимальная мощность бентонитовых глин в обнажениях составляет 15-20 м, (по данным Г. С. Авакяна, в скважинах достигает 100 м), протяженность залежи по простиранию превышает 1000 м, по падению составляет 100, местами 150 м.

Цвет глин светло-серый, желтовато-серый; они плотные и рыхлые, в свежем изломе на ощупь жирные, при высыхании распадаются на угловатые обломки различных размеров. В глинах среднее содержание

фракции  $< 0,001$  мм составляет 53,1%, 0,001–0,01 мм – 21,7%, 0,01–0,1 мм – 27,6%,  $> 0,1$  мм – 6,2%. Карбонатность в среднем составляет в глинах 3,3%, в измененных туфах – 4,4%. В последних, по сравнению с бен-тонитовыми глинами, меньше глинистой и больше алевритовых фракций.

Ниже приводится описание основных типов вмещающих пород и бен-тонитовых глин.

Туфы липаритового состава часто в различной степени изменены и подвергнуты спеканию. Структура эвтакситовая, кристалло-витрокластическая, лито-витрокластическая. Связующая масса криптофельзитовая, пепловая. Кластическая часть, составляющая около 70% объема породы, представлена обломками пемзы, порфиритов, фенокристаллами плагиоклазов (нередко сохранившими двойниковое строение), кварцем, реже деформированными чешуйками биотита, магнетитом, апатитом призматического облика. В туфах часто встречаются срезы раковин фораминифер. Текстура пород псевдофлюидальная, петельчатая – в зависимости от морфологии стекол.

В литокластических туфах тонкозернистая основная масса обломков порфиритов имеет гиалопилитовую или фельзитовую структуру. Форма обломков полуугловатая, от связующей массы в измененных разностях они отделяются тонкой каемкой монтмориллонита. Для всех обломков характерны трубчатые, реже округлые поры. Нередко по пемзовым обломкам монтмориллонит развивается вдоль трубчатых пор. Связующая масса имеет четко выраженную пепловую структуру, состоит из спекшихся рогульчатых, серповидных, причудливо изогнутых черепков стекла, в промежутках между которыми находится изотропная или слабо раскристаллизованная стекловатая масса. Спекание пепла происходит без деформации частиц. Некоторые крупные осколки стекла слабо раскристаллизованы. В измененных разностях детали структуры подчеркиваются тонкоагрегатными каемками монтмориллонита вокруг пепловых частиц. Более интенсивное изменение приводит к монтмориллонитизации и цеолитизации связующей массы и деформированных обломков пемзы.

Для некоторых разновидностей туфов весьма характерно параллельное расположение спекшихся и сильно искривленных пепловых частиц. Сланцеватость подчеркивается ориентировкой изогнутых чешуек биотита, обломков пемзы и огибанием фенокристаллов связующей массой. Несмотря на сильное спекание осколков стекла и появление прерывистых линий псевдофлюидальности, обломочная структура не искажена. В породе много нераздробленных пузырьков стекла, нередко раскристаллизованных в слабо двупреломляющий волокнистый агрегат хлорита. В некоторых туфах стекло практически не подвергнуто спеканию. Они состоят из фенокристаллов кварца, плагиоклаза, биотита и связующей криптофельзитовой массы. Последняя содержит очень тонкие пепловые частицы, скрепленные изотропным стекловатым материалом. В этих туфах раковины фораминифер встречаются чаще. Все описанные разновидности принадлежат к стекловатым спекшимся туфам пеплового потока, за исключением последней, которая может быть отнесена к стекловатым туфам пеплового потока.

Туфогенные песчаники распространены главным образом южнее месторождения. Основная масса представлена плагиоклазом (80–85%), вулканическим стеклом (10%), кварцем (до 5%), пироксеном, реже магнетитом, апатитом, биотитом. Плагиоклазы очень свежие, часто оплавлены, форма зерен полуугловатая. Цементом служит пепловый материал, обычно интенсивно хлоритизированный, а также карбонатное вещество. Соотношение основной массы к цементу колеблется в широких пределах, но чаще цемент преобладает. Встречаются раковины фораминифер, замещенные кремнисто-карбонатным веществом и гидроокислами железа.

Кремнистые породы залегают обычно над бентонитовыми глинами в виде линз и пропластков мощностью от 0,5 до 1,5 м. Особенно они распространены в основании толщ криптокристаллических известняков с органогенным детритом. На контакте известняки интенсивно окремнены. В шлифах участки известняка, замещенные кремнистым веществом, составляют 20% объема породы. Вверх по разрезу окремнение известняков ослабевает. Кремнистые породы содержат раковины мелких фораминифер, полностью замещенных кремнистым веществом. Их много и в известняках, но здесь они сложены кальцитом. Структура кремнистой породы микрозернистая. Порода сложена мелкими округлыми образованиями халцедона. Участками кремнистое вещество имеет аморфное строение. Характерны скопления и примазки гидроокислов железа.

Бентонитовые глины отличаются от описанных выше туфов лишь полнотой разложения вулканического стекла. Существует непрерывный ряд от пемзовых туфов до типичных бентонитовых глин. Это позволяет наметить основные стадии бентонитизации (монтмориллонитизации) туфов и уверенно распознавать реликты последних в бентонитовых глинах.

Основные реликтовые структуры бентонитовых глин – витрокластические, кристалло-витрокластические, текстуры – флюидальные, петельчатые, пятнистые, ячеистые (рис. 25).

В глинах отмечены измененные обломки порфиритов с гиалопилитовой структурой, плагиоклазы, кварц, деформированные чешуйки биотита, пироксен, реже циркон, апатит, магнетит, хлорит. Обломочная часть составляет 2–12% объема породы. Распределение обломков пород и фенокристаллов в разрезе неравномерное.

В глинистой массе имеются скопления гидроокислов железа различных размеров и формы. Часто встречаются раковины микрофауны, замещенные кремнистым минералом и гидроокислами железа. Бентонитизация породы происходит избирательно: в зависимости от интенсивности изменения, монтмориллонит развивается по различным компонентам породы. В этом смысле можно выделить несколько последовательных стадий генерации монтмориллонита.

1. Монтмориллонит развивается в виде тонких чешуек вокруг пемзовых частиц, вдоль трубчатых пор и трещинок.

2. Монтмориллонитизация подвергаются пепловые осколки со стекловатой массой.

3. Монтмориллонит развивается по пемзовым обломкам, отчасти за счет связующей массы. Представлен сравнительно крупными чешуйками

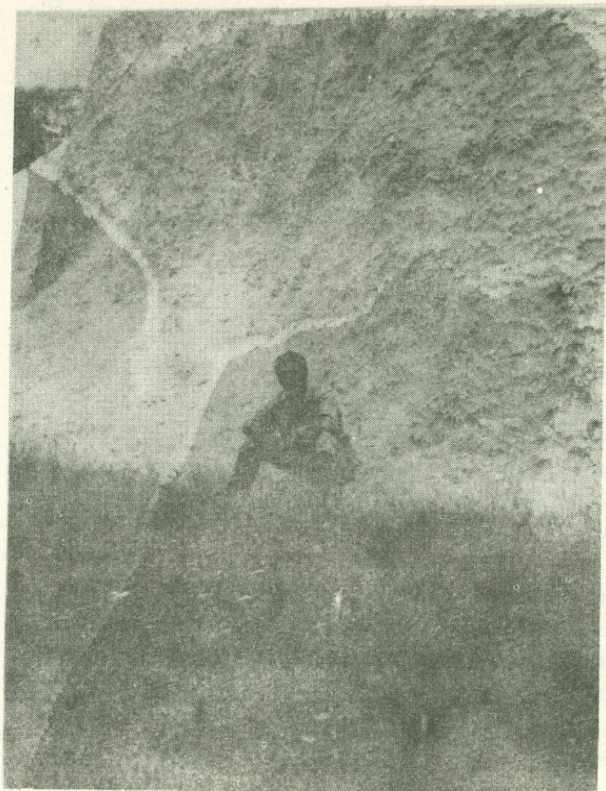


Рис. 24. Обнажение монтмориллонитизированных и цеолитизированных туфов. Ноемберянское месторождение.

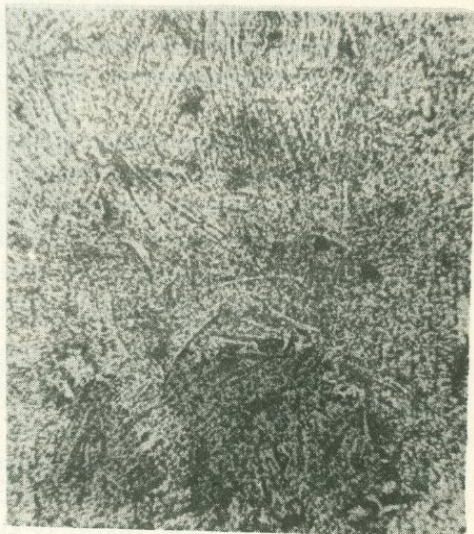


Рис. 25. а) бентонитовая глина с деликтовой лито-витрокластической структурой и флюидаальной текстурой. Монтмориллонит развивается вокруг пемзовых частиц и за счет стекла связующей массы; б) бентонитовая глина с реликтовой витрокластической структурой. Порода почти нацело перерождена в монтмориллонит, участками развиваются кремнистый минерало и цеолит (округлые образования). Ноемберянское месторождение.

(0,2–0,3 мм) и волокнистыми агрегатами буровато-зеленого цвета. На этой стадии редкие участки связующей массы замещаются хлоритом. В глинистой массе присутствуют гидроокислы железа, мелкие агрегаты кремнистого минерала, цеолиты.

4. Монтмориллонитизация распространяется на все компоненты породы, за исключением порфиорокластов (плагиоклаза, кварца, пироксенов) и части литокластов (андезитов). В ассоциации с монтмориллонитом встречаются в основном кремнистые минералы и цеолиты. На этой стадии структуры исходных пород иногда не сохраняются.

На всех указанных стадиях в ассоциации с монтмориллонитом почти всегда встречаются цеолиты (главным образом клиноптилолит), которые заполняют поры и микротрещины, а также концентрируются вокруг или внутри монтмориллонитизированных пемзовых частиц. Цеолитизация особенно интенсивно выражена на южном и центральном участках месторождения, где имеются самостоятельные пласты цеолитов (клиноптилолитовых туфов) мощностью до 80 м.

В бентонитовых глинах иммерсионным методом выявлены плагиоклазы, кварц, халцедон, опал, хлорит, биотит, клиноптилолит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, роговая обманка обыкновенная, актинолит, флюорит, апатит, эпидот, цитрит, рутил, гранат, циркон, барит, целестин, гематит, пирит, гидроокислы железа, ильменит, хромит, магнетит. Опал, халцедон, хлорит, клиноптилолит, целестин, барит, пирит, гематит, гидроокислы железа являются аутигенными минералами. Основу легкой фракции составляют разложившиеся вулканические стекла и обломки пород (до 100%), плагиоклазы (до 5%), биотит (до 5%); остальные минералы встречаются в редких зернах. Основу тяжелой фракции составляют гидроокислы железа (до 100%), ильменит+хромит (до 10%), магнетит (до 10%), гематит (до 10%), биотит (до 5%); остальные минералы составляют доли процента или встречаются в редких зернах и спорадически. Выход тяжелой фракции не превышает 0,02–0,03%.

Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит; в качестве примесей присутствуют хлорит и цеолит. В цементе туфопесчаников установлен каолинит.

Монтмориллонит (бейделлит) фиксируется по наличию на дифрактограммах рефлекса с  $d(001) = 14,9\text{--}15\text{Å}$ , который возрастает до  $17,6\text{--}18\text{Å}$  после насыщения образцов глицерином и сокращается до  $10\text{Å}$  после прокаливания.

На электронно-микроскопических снимках фиксируются два морфологических типа монтмориллонита, характерные для глин с различной степенью измененности исходного материала. Для глин, утративших реликтовую структуру, характерны чешуйчатые агрегаты неопределенной формы с нечеткими линиями ограничения (рис. 26А). В глинах с реликтовой структурой морфология пирокластов сохраняется, соответственно на снимках фиксируются короткопризматические, шиповидные, трубчатые и другие монтмориллонитизированные фрагменты стекла. Отличаются между собой и реплики со свежих сколов этих глин. Поверхность утративших реликтовые структуры глин имеет стекловидную гофрированную текстуру; на снимках с сохранившейся реликтовой

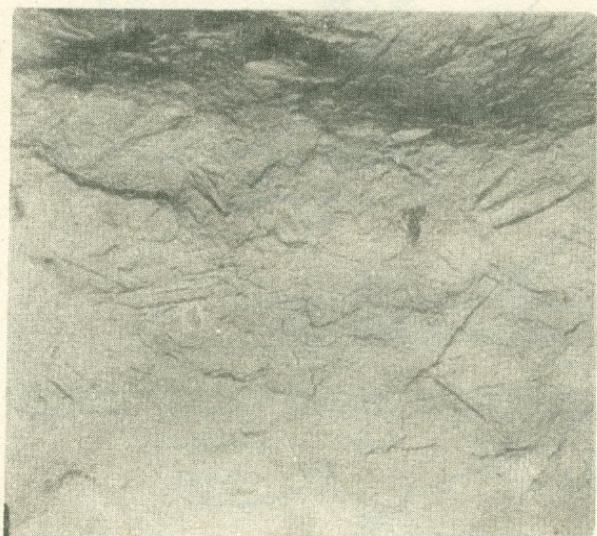
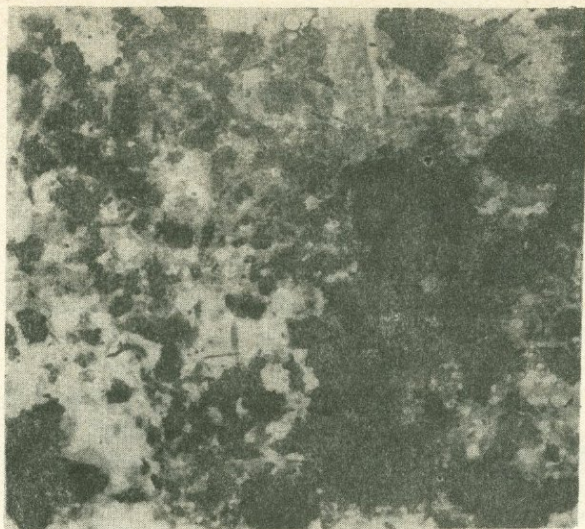


Рис. 26. Снимок суспензии (а) и реплика со свежего скола (б) бентонитизированных пород Ноемберянского месторождения.

структурой гофрированная поверхность образует фон, на котором фиксируются шиповидные и другие монтмориллонитизированные пирокласты (рис. 26Б). На термограммах указанных типов глин (рис. 27) фиксируются одни и те же эндоэффекты, но на кривых первого типа они выражены более интенсивно.

Параметры элементарной ячейки монтмориллонита:  $a = 5,16\text{\AA}$ ;  $b = 8,98\text{\AA}$ ;  $c = 10,1\text{\AA}$ ;  $\beta = 100^{\circ}57$ .

Хлорит присутствует спорадически и, как правило, в глинистой фракции. Нужно отметить, что кислые стекла пористого строения, как показали микроскопические исследования, имеют тенденцию преобразовываться в монтмориллонит непосредственно, тогда как стекла более основного состава и плотного сложения нередко подвергаются

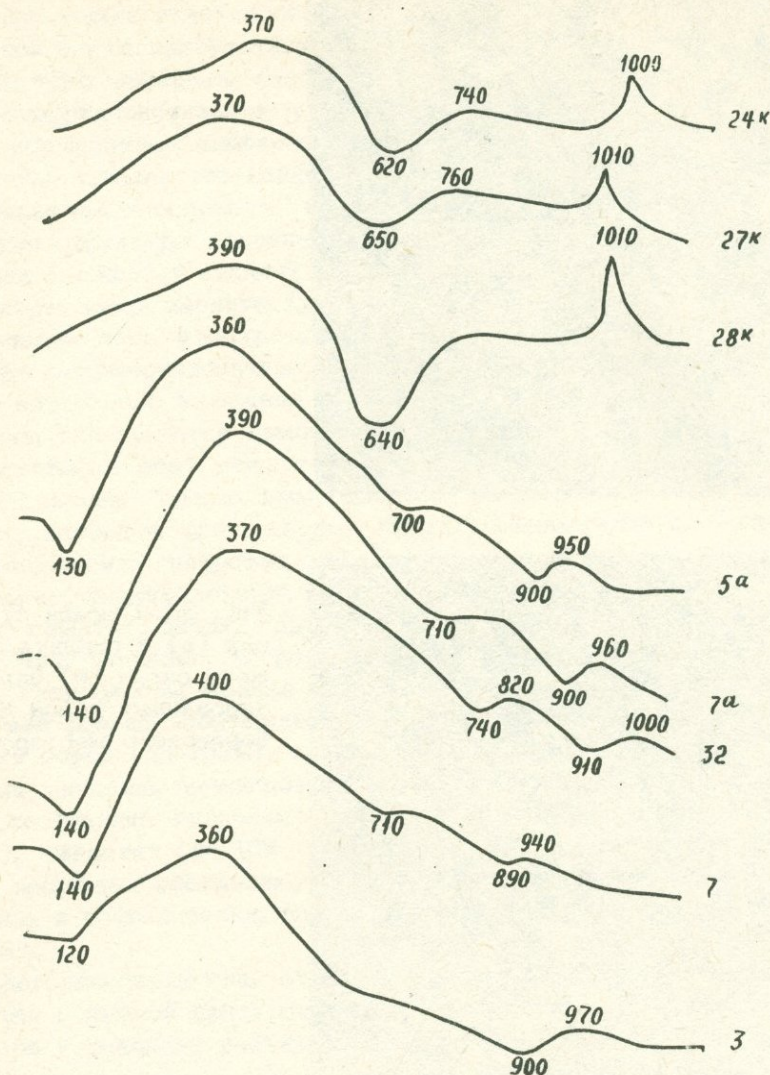


Рис. 27. Термограммы бентонитовых глин и глинистой фракции туфопесчаников (обр. 24к, 27к, 28к).  
Ноемберьянское месторождение.

вначале хлоритизации. Хлорит фиксируется по наличию на рентгенограммах обработанных и природных образцов рефлексов с  $d = 14,0\text{Å}$ ,  $7\text{Å}$ .

Можно выделить три разновидности бентонитовых глин.

1. Бентонитовые глины без реликтовых признаков, для которых характерны: совершенство структуры породообразующего монтмориллонита, большая емкость поглощения, повышенное содержание глинистой фракции, наличие монтмориллонита в качестве единственного породообразующего минерала.

Среднее содержание (в %) окислов в измененных туфах, бентонитовых глинах и глинистой фракции (Ноемберьянское месторождение)\*

Окислы	Измененные туфы (12)	Бентонитовые глины (16)	Глинистая фракция (3)
SiO <sub>2</sub>	64,8	61,6	57,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	15,36	15,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	4,46	3,25
FeO	0,74	0,29	1,13
CaO	2,21	1,68	1,94
MgO	1,14	1,69	2,43
MnO	0,06	0,05	0,05
Na <sub>2</sub> O	-1,79	1,33	0,77
K <sub>2</sub> O	2,52	1,55	1,18
H <sub>2</sub> O	3,95	6,84	9,01
H <sub>2</sub> O	5,41	6,44	7,85

\* В скобках указано количество анализов.

Таблица 42

Содержание малых элементов в измененных туфах Ноемберьянского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (Mo) в %	Кларки в вулканогенных породах кислого состава
Cr	23	0,0003-0,003	0,002	0,002	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	23	0,05-0,3	0,14	0,18	$2,3 \cdot 10^{-1}$
Ni	23	0,0003-0,01	0,0007	0,0014	$8 \cdot 10^{-4}$
Mn	23	0,003-0,03	0,025	0,028	$6 \cdot 10^{-2}$
Cu	23	0,0002-0,001	0,0006	0,0012	$2 \cdot 10^{-3}$
Li	23	0,001-0,006	0,002	0,002	$4 \cdot 10^{-3}$
Sr	23	0,03-0,1	0,08	0,092	$3 \cdot 10^{-2}$
Ba	23	0,01-0,3	0,07	0,11	$8,3 \cdot 10^{-2}$

Таблица 43

Содержание малых элементов в бентонитовых глинах  
Ноемберянского месторождения

Элементы	Количество во анализе	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое (М) в %	Модальное (Мо) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	75	0,0003-0,001	0,0006	0,0008	1 · 10 <sup>-2</sup>
Ti	—	0,06-0,3	0,13	0,17	4,5 · 10 <sup>-1</sup>
Ni	—	0,0003-0,001	0,062	0,0007	9,5 · 10 <sup>-3</sup>
Mn	—	0,003-0,03	0,013	0,016	6,7 · 10 <sup>-2</sup>
Cu	—	0,0001-0,001	0,0006	0,0007	5,7 · 10 <sup>-3</sup>
Li	—	0,0003-0,003	0,002	0,0022	6 · 10 <sup>-3</sup>
Sr	—	0,03-0,1	0,04	0,061	4,5 · 10 <sup>-2</sup>
Ba	—	0,01-0,1	0,04	0,047	8 · 10 <sup>-2</sup>

Таблица 44

Изменение количества окислов в результате превращения кислых туфов в бентонитовые глины на Ноемберянском месторождении

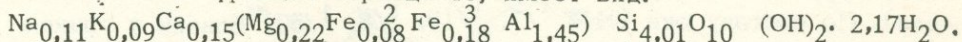
Окислы	Слабо измененный туф, объемный вес 2,10		Бентонитовая глина, объемный вес 1,90		Вынос - привнос (кг)
	содержание (весовые %)	количество окислов в одном м <sup>3</sup> (кг)	содержание (весовые %)	количество окислов в одном м <sup>3</sup> (кг)	
SiO <sub>2</sub>	64,43	1353	61,43	1167	-186
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,26	278	15,36	292	+14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	102	4,17	79	-23
FeO	0,74	16	0,29	6	-10
CaO	2,21	46	1,68	32	-14
MgO	1,14	24	1,69	32	+8
MnO	0,06	13	0,06	11	-2
K <sub>2</sub> O	2,52	53	1,55	30	-23
Na <sub>2</sub> O	1,79	38	1,33	25	-13
H <sub>2</sub> O	3,95	83	6,84	130	+47

2. Bentonитовые глины со слабо выраженной реликтовой структурой. Монтмориллонит в них отличается менее созершенной структурой. В составе их встречаются свежие вулканические стекла, возрастает количество частиц алевритовой размерности. Емкость поглощения заметно уменьшается. Кроме монтмориллонита, в них нередко присутствуют хлорит (хлоритизированные пирокласты) и клиноптилолит.

3. Bentonитовые глины с ясно выраженной реликтовой структурой. В этой группе трудно провести грань между бентонитизированными и цеолитизированными туфами и бентонитовыми глинами. На месторождениях они имеют довольно широкое распространение. Основными их признаками являются: несовершенная структура породообразующего монтмориллонита, наличие примеси хлорита и клиноптилолита, малая емкость поглощения, наибольшее содержание свежих пирокластов и частиц алевритовой размерности.

Из табл. 41 видно, что количество глазных окислов от измененных туфов к глинистой фракции постепенно уменьшается, за исключением MgO и H<sub>2</sub>O, содержание которых в указанном порядке возрастает.

Кристаллохимическая формула, рассчитанная на основе данных анализа глинистой фракции образца 19, имеет вид:



Содержания малых элементов (табл. 42-43) в измененных туфах либо близки к кларковым в кислых породах, либо ниже последних. Исключения составляют Sr и Ba. В бентонитовых глинах содержание малых элементов (за исключением Ba) ниже, чем в измененных породах. Повышенное содержание Sr и Ba объясняется присутствием в глинах аутигенного целестина и барита.

По определениям Г. С. Асратяна, общая емкость поглощения бентонитовых глин Ноемберянского месторождения составляет 78,4 мг. экв. на 100 г породы, в том числе: Ca - 24,9 мг. экв./100 г, Mg - 9,8 мг. экв./100 г, Na - 39,0 мг. экв./100 г, K - 4,7 мг. экв./100 г. Сумма Ca + Mg в них почти равна количеству Na, что отличает их от бентонитовых глин Саригюхского месторождения.

## СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА АРМЕНИИ

### Подзона Веди-Аргичинского и Урско-Вайоцзорского антиклинориев

В пределах подзоны глинистые породы имеют ограниченное распространение. Они встречаются в составе трех формаций: известняково-терригенной, кремнисто-вулканогенной и граувакковой. Во всех трех глинистые породы составляют не более 10% общей мощности формаций. Однако они представляют интерес с генетической точки зрения, поскольку пространственно связаны с породами офиолитовой серии. Эти формации выделены и изучены М. А. Сатианом (1974). Описание глинистых пород известняково-терригенной и кремнисто-вулканогенной формации приводится в основном по материалам М. С. Сатиана

## Известняково-терригенная формация (сеноман-турон)

Отложения этой формации распространены в бассейнах рек Веди, Арпа, Джагры. В бассейне реки Арпа мощность отложений достигает 500 м. Глины ассоциируют с песчаниками (кварцевые, кварц-полевошпатовые граувакки), конгломератами, мелкозернистыми и органогенными известняками, среди которых образуют линзы и прослойки незначительной мощности. Цвет кирпично-бурый, темно-серый. Глины темно-серого цвета содержат остатки обуглившихся растений. Структура глин алевропелитовая, текстура беспорядочная, слабоориентированная. Крупные частицы представлены преимущественно кварцем. По данным рентгеновского, электрографического и термического анализов (последние выполнены автором), породообразующим минералом является гидрослюда; в качестве примесей присутствуют монтмориллонит и хлорит. В верхней части разреза роль монтмориллонита возрастает.

Нами было исследовано несколько образцов глин (сборы М. А. Сатиана) туронского возраста из другой подзоны (Севано-Ширакской, Лернаван). По составу они (№№ 1/7, 1/19, 1/8, 1/52) близки к глинам южной подзоны, но монтмориллонита в них значительно больше (рис. 28, табл. 45.). По данным рентгеновского анализа, в них установлены диоктаэдрический монтмориллонит, диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, каолинит. Главными компонентами являются первые два минерала. Гидрослюда относится к модификации 1М, параметры ячейки:  $a = 5,16 \text{ \AA}$ ,  $b = 8,97 \text{ \AA}$ ,  $c = 9,98 \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100^\circ 12'$ . Фиксируется на рентгенограммах природных и обработанных образцов по базальным рефлексам с  $d = 10 \text{ \AA}$ ;  $4,9 \text{ \AA}$  и др. Значение  $d(001) = 12,6 \text{ \AA}$  и  $14,1 \text{ \AA}$  на рентгенограммах природных образцов после насыщения глицерином возрастает до  $d = 17,6 \text{ \AA}$ , что свидетельствует о наличии двух типов монтмориллонита - натриевого и кальциевого. После прокаливания на рентгенограммах фиксируется интенсивный рефлекс с  $d(001) = 10 \text{ \AA}$ . Слабые отражения с  $d(001) \approx 14 \text{ \AA}$  на рентгенограммах природных и обработанных образцов, а также линии с  $d = 7,1 \text{ \AA}$ , исчезающие после прокаливания, указывают на присутствие в глинах незначительного количества хлорита и каолинита.

Таким образом, для рассматриваемой формации характерна монтмориллонит-гидрослюдистая ассоциация, в которой спорадически встречаются хлорит и каолинит.

Кремнисто-вулканогенная формация  
(верхний турон (?) - нижний коньяк)

Отложения этой формации распространены в бассейнах рек Ахурян, Хосров, Кюсуз, Джагры. Мощность формации достигает 800 м, причем облик ее определяют порфириды, туфы, туффиты, вулкано-терригенные

\* В связи с тем, что в этих материалах некоторые сведения отсутствуют, мы вынуждены отойти от принятой в данной работе схемы описания глинистых пород.

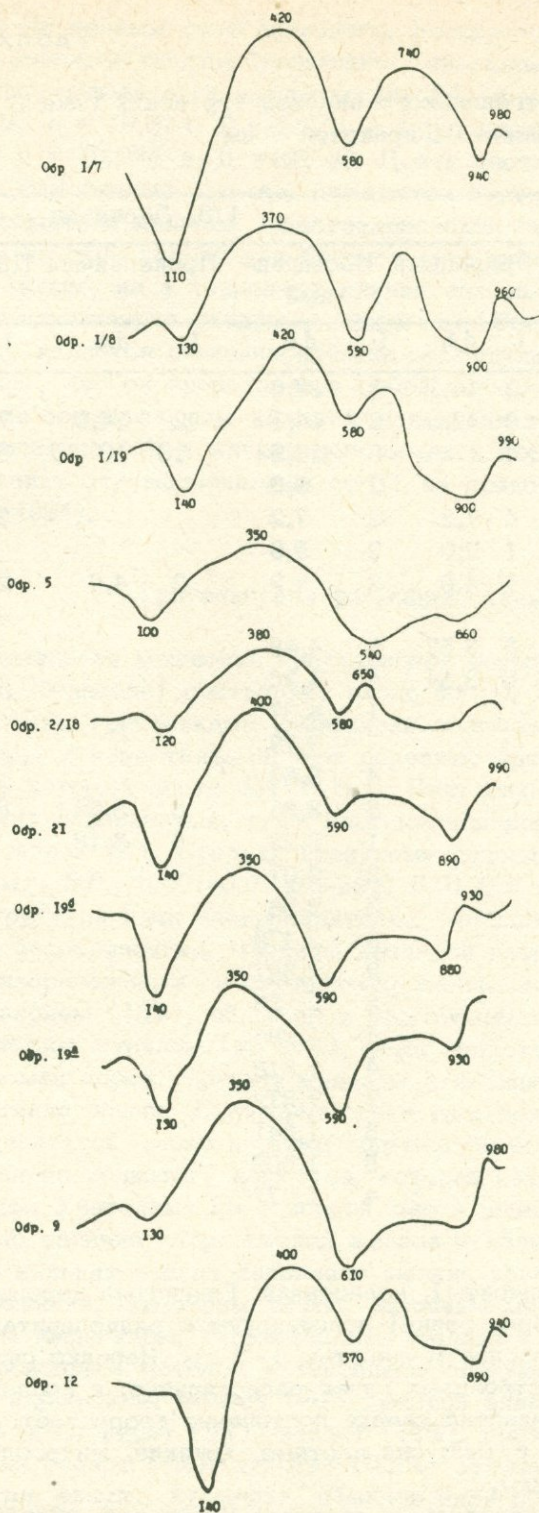


Рис. 28. Термограммы глин разрезов Далидаг (альб-турон, № 9, 12, 19а, 19б, 21) и Лернован (турон, № 1/7, 1/8, 1/19).

Результаты рентгеновского анализа туронских глин  
Севано-Ширакской зоны

1/19, Лернаван				1/8, Лернаван							
Насыщенный		Прокален- ный		Природный		Насыщен- ный		Прокаленный		Природный	
I.	d/h	I.	d/h	I.	d/h	I.	d/h	I.	d/h	I.	d/h
7	17,6	2	14,1	2	14,1	7	17,6				
2	14,1			8	12,6	2	14,1	2	14,0	7	14,1
4	10,0	10	8,8	4		5	10,0	10	10	5	10
4	9,12					2	9,0				
4	7,2			4	7,2	2	7,2			2	7,2
1	5,9	3	4,9	1	5,0	2	5,9				
3	4,52			1	4,9	2	4,9	2	4,9	2	5,0
2	4,26										
6	3,59			3	3,57	5	4,48				
6	3,35	8	3,34	6	3,34	4	4,26				
2	2,98	7	3,19			1	4,07				
2	2,69					1	3,78				
1	2,57					4	3,54				
1	1,984					8	3,35	8	3,34	8	3,34
1	1,816					1	3,22	6	3,18		
1	1,692					2	2,97				
1	1,497					3	2,58				
1	1,377					3	2,479				
						2	2,397				
						3	2,123				
						4	1,994				
						4	1,818				
						2	1,672				
						3	1,541				
						5	1,500				
						4	1,377				

песчаники, яшмы (радиоляриты), известняки. Глинистые породы (глины, кремнисто-глинистые образования) ассоциируют с радиоляритами, среди которых образуют прослой мощностью 1–5 см. Нередко они слагают кровлю ритмично построенных пачек радиоляритов; в последних содержание глинистого вещества кверху постепенно возрастает. Цвет глин кирпично-красный, бурый; они плотные, хрупкие, микрослоистые (мощность слоев 1–2 мм).

Структура глин лептопелитовая, текстура пятнистая, обусловленная неравномерным распределением в глинистой массе гидроокислов железа. Отмечены также редкие раковины радиолярий и тонкодисперсный

кальцит. По данным рентгеновского, электронографического и термического анализов порообразующим минералом является триоктаэдрическая гидрослюда двух модификаций:  $2M_1$  с параметрами:  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 19,87\text{Å}$ ,  $\beta = 95^\circ 21'$  и  $1M$  с параметрами:  $a = 5,18\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 10,08\text{Å}$  и  $\beta = 101^\circ 30'$ . Почти постоянно отмечается примесь хлорита. Эти данные, однако, нуждаются в уточнении. В частности, вызывает сомнение наличие триоктаэдрической гидрослюда  $2M_1$ : образование ее за счет гидратации биотита (или флогопита) теоретически хотя и возможно, но в природных глинах она еще не обнаружена. Возможно, этот минерал сходен с ледикитом (Brown, 1955), который, по существу, является смешанослойным вермикулит-биотитом; не исключено также, что он представляет собой тонкодисперсный лепидолит. Еще более сомнительным кажется выделение триоктаэдрической гидрослюда политипа  $1M$ : в электронограммах и порошковых рентгенограммах отличить эту модификацию от  $3T$  не представляется возможным (Звягин, 1964).

### Граувакковая формация (коньяк)

Максимальная мощность граувакковой формации (в районе сел Хндзорут, Гюлистан) составляет около 800 м. Глины ассоциируют с алевролитами, граувакками (эффузивно-обломочными, кремнекластическими и др.) и известняками. Они образуют прослои, максимальная мощность которых достигает 7–8 м. Цвет глин серый, темно-серый. Они обычно оскольчатые, реже плотные или комковатые. Карбонатность глин достигает 12%. Средний гранулометрический состав: фракция  $< 0,001$  мм – 56%,  $0,001–0,01$  мм – 28%,  $0,01–0,1$  мм – 10%,  $> 0,1$  мм – 6%. Структура глин алевропелитовая, мегапелитовая, лептопелитовая, текстура беспорядочная. Частицы песчаной размерности представлены кальцитизированными и серицитизированными полевыми шпатами (60%), кварцем (15%), обломками эффузивных и осадочных пород (8%), вулканическим стеклом (до 10%), реже эпидотом, пироксеном, цирконом. Обломки пород серицитизированы и кальцитизированы. Вулканические стекла обычно замещены глинистым тонкоагрегатным веществом. В глинистой массе нередко содержится большое количество тонкодисперсного углистого вещества, которое затушевывает детали строения породы. Участками по основной массе развивается зеленая слюда, характерно наличие гидроокислов железа и кальцита. Перекристаллизованный кальцит иногда заполняет мелкие трещинки, образуя ветвящиеся прожилки. Отмечены редкие раковины микрофауны, замещенные глинистым веществом, гидроокислами железа и кальцитом.

Иммерсионным методом установлены следующие неглинистые минералы: гидроокислы железа (40% тяжелой фракции), гематит (8%), магнетит (4%), пирит (5%), эпидот (12%), цоизит (2%), циркон (1%), бесцветный гранат (1%), пикотит (0,5%) зеленая слюда (0,5%), корунд, рутил, апатит, турмалин, обыкновенная роговая обманка, авгит, гиперстен, диопсид, биотит, мусковит, нерудный непрозрачный минерал (20%), недиагностируемые (интенсивно измененные) обломки пород и

минералы (до 100% легкой фракции), обломки эффузивных и кремнистых пород (2%), вулканическое стекло (2%), кварц (5%).

Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, каолинит.

Монтмориллонит является основным компонентом глин граувакковой формации; в разрезе скважины 4 (Вайоцзор) содержание монтмориллонита в глинах достигает 80% фракции  $< 0,001$  мм. К кровле формации роль монтмориллонита возрастает. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется серия базальных рефлексов с  $d = 17,7\text{Å}$ ,  $9\text{Å}$  и т.д.; после прокаливания  $d(001)$  сокращается до  $9,9\text{--}10\text{Å}$  (табл. 46). Монтмориллонит диоктаэдрический -  $d(060) = 1,49\text{--}1,50\text{Å}$ , модификации 1М; параметры ячейки:  $a = 5,20\text{Å}$ ,  $b = 9,00\text{Å}$ ,  $c = 9,97\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ 12$ . На снимках суспензий монтмориллонитовых глин частицы имеют неопределенную форму. Все кривые нагревания образцов из скважин (№№93-108В, рис. 29), а также из нижней части разреза у села Хндзорт, типичны для монтмориллонитовых глин. На них фиксируются очень интенсивный эндозффект с максимумом при  $120\text{--}150^\circ\text{C}$  (выделение адсорбированной воды) и сравнительно слабые пики около  $600^\circ$  и  $890^\circ\text{C}$ , связанные с удалением "ОН"-групп и аморфизацией минерала. Почти все кривые характеризуются мощным растянутым экзотермическим пиком при  $310\text{--}400^\circ\text{C}$ , вызванным окислением тонкодисперсной органики.

Гидрослюда присутствует почти постоянно в качестве существенной примеси, а в глинах из нижней части разреза у села Хндзорт достигает 50% глинистой фракции. Фиксируется по базальным отражениям средней интенсивности с  $d = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$  и т.д., которые не изменяются после насыщения образцов глицерином и термообработки. Минерал диоктаэдрический, модификации 1М и 2М; параметры ячейки 1М:  $a = 5,18\text{Å}$ ,  $b = 8,97\text{Å}$ ,  $c = 9,98\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ 1$ . На снимках суспензий фиксируются плотные частицы в основном неправильной, реже изометричной формы. Кривые нагревания гидрослюдистых глин характеризуются тремя, почти одинаковой интенсивности, эндотермическими пиками с максимумами при  $110\text{--}120^\circ$ ,  $580\text{--}600^\circ$ ,  $860\text{--}880^\circ\text{C}$  (рис. 29, обр. 342, 343). Указанные образцы отличаются повышенным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 47).

Хлорит почти постоянно присутствует в глинах разреза скв. 4 (Вайоцзор), в которых составляет до 20% фракции  $< 0,001$  мм; в разрезе у села Хндзорт встречается значительно реже. На рентгенограммах природных и обработанных образцов фиксируется по базальным рефлексам с  $d = 14,1\text{Å}$ ,  $7,0\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ . Судя по интенсивности четных и нечетных порядков отражений, относится к железистому типу.

Каолинит является почти постоянной примесью в глинах хндзортского разреза, в которых достигает 20% глинистой фракции. Диагностируется по отражениям с  $d(001) = 7,1$ ,  $d(002) = 3,5\text{Å}$  на рентгенограммах природных и насыщенных глицерином образцов, которые исчезают после термообработки. На термограммах с значительной примесью каолинита (рис. 29, обр. 341) интенсивность эндозффекта с максимумом при  $540^\circ\text{C}$  резко возрастает. В некоторых образцах имеется незначительная примесь (10%) смешанослойного Г-М; послед-

## Результаты рентгеновского анализа глин граувакковой формации

96В, скв.4						102В, скв. 4						341, Хндзорут						342, Хндзорут						
Насыщенный		Природный		Прокаленный		Насыщенный		Природный		Прокаленный		Насыщенный		Природный		Прокаленный		Насыщенный		Природный		Прокаленный		
I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	
10	17,7	6	15,1			4	17,7	3	15,1	2	14,0	3	10,0	2	10,1	3	10,0	3	10,1	4	10,0	4	10,0	
2	14,2	2	14,1	4	13,8	2	14,1	1	14,1			3	7,1	3	7,1	-	-	1	7,1	1	7,1	-	-	
4	10,0	4	10,0	10	9,8	2	10,1	1	10,2	4	9,9	1	6,4	1	6,4	1	6,4	1	6,4	1	6,4	1	6,3	
3	9,1					2	8,9					2	5,0	2	5,0	2	5,0	3	5,0	3	5,0	3	5,0	
2	7,1	2	7,1	2	7,1	2	7,1	2	7,1	2	7,1	1	4,45	1	4,45	1	4,45	3	4,45	3	4,45	3	4,50	
1	6,6					1	5,9	1	4,8	2	4,9	3	4,24	3	4,24	3	4,24	3	4,24	3	4,24	1	4,24	
1	5,9					4	4,48					3	4,05	3	4,00	2	4,04	1	3,74	1	3,75	1	3,75	
2	5,4					6	4,26					1	3,86	1	3,85	1	3,86	1	3,51	1	3,50	-	-	
2	4,7	2	4,9	2	4,9	1	3,53	1	3,52	1	3,51	3	3,78	1	3,76	1	3,76	10	3,34	10	3,34	10	3,34	
4	4,48					10	3,34	8	3,34	8	3,34	2	3,67	1	3,67	1	3,68	3	3,21	2	3,21	1	3,21	
3	4,27					2	3,00					2	3,52	2	3,51	-	-	1	3,00	-	-	-	-	
2	3,98					1	2,88					10	3,34	10	3,34	10	3,34	1	2,94	1	2,94	-	-	
4	3,55	4	3,5	2	3,5	1	2,69					9	3,21	8	3,21	8	3,21	3	2,51	3	2,51	2	2,52	
8	3,34	9	3,34	9	3,34	3	2,56					1	3,00	1	3,00	1	3,00	3	2,45	2	2,45	1	2,45	
2	3,19					3	2,444				10	3,34	2	2,94	2	2,93	2	2,93	1	2,39	1	2,39	1	2,39
2	2,99	6	3,18	3	3,18	3	2,290			2	3,18	1	2,65	1	2,64	1	2,65	1	2,36	1	2,36	1	2,36	
2	2,83					1	2,233					2	2,52	2	2,52	1	2,52	1	2,28	1	2,28	-	-	
4	2,58					3	2,120					3	2,45	1	2,40	2	2,45	1	2,24	1	2,24	-	-	
	2,51					3	1,974					1	2,28	1	2,28	1	2,39	1	2,12	1	2,12	1	2,12	
2	2,447					5	1,813					2	2,13	1	2,13	1	2,13	2	2,00	2	2,00	2	2,00	
2	2,275					1	1,694					1	1,983	1	1,874	1	1,999	1	1,981	1	1,981	1	1,984	
2	2,112					3	1,708					3	1,815	2	1,813	1	1,871	1	1,895	1	1,897	-	-	
2	1,989					3	1,664					1	1,786	1	1,787	1	1,814	2	1,812	2	1,811	2	1,814	
3	1,816					4	1,537					1	1,669	1	1,671	1	1,782	1	1,670	1	1,671	1	1,673	
3	1,708					4	1,497					1	1,570	-	-	1	1,674	-	-	1	1,626	-	-	
1	1,659					2	1,450					2	1,543	2	1,540	1	1,539	2	1,541	1	1,541	1	1,539	
4	1,535					6	1,375					1	1,497	1	1,497	1	1,497	2	1,497	2	1,497	2	1,500	
5	1,500											3	1,372	2	1,372	2	1,375	2	1,371	2	1,372	2	1,374	

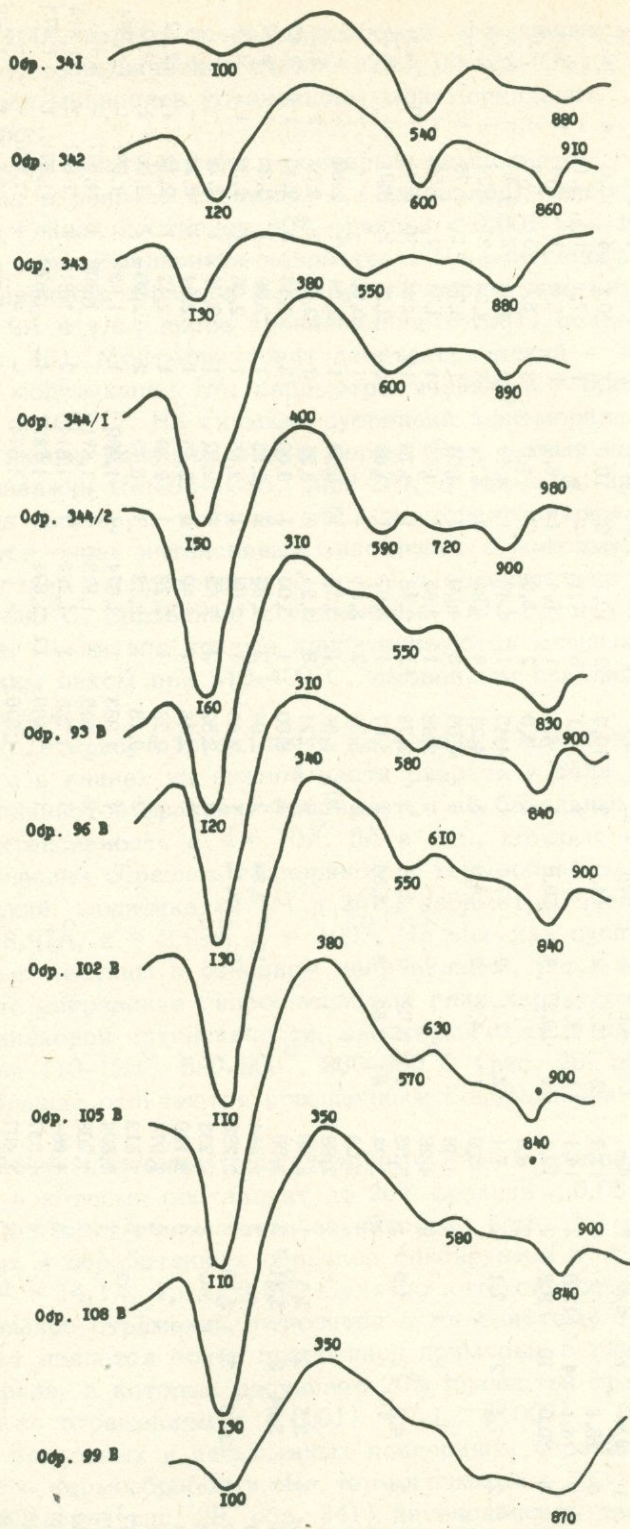


Рис. 29. Термограммы глин граувакковой формации.

Результаты химического анализа глин  
граувакковой формации

Окислы	С о д е р ж а н и е в %				
	93В	108В	343	344	342
SiO <sub>2</sub>	57,20	60,66	53,01	53,60	59,14
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,55	0,42	0,69	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,03	14,63	18,74	18,20	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,01	6,25	5,26	6,41	5,73
FeO	0,43	0,43	1,92	1,92	1,60
MnO	-	-	0,16	0,13	0,14
CaO	2,24	1,81	2,40	2,26	2,20
MgO	2,85	2,73	5,80	6,04	2,80
H <sub>2</sub> O	2,83	4,12	3,52	3,40	2,95
n.n.n.	5,54	5,36	5,50	3,76	3,45
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,13	0,80	0,80	1,25
K <sub>2</sub> O	3,50	3,0	3,05	2,99	3,50

Таблица 48

Содержание малых элементов в глинах  
граувакковой формации

Элементы	Количес- во анали- зов	Пределы коле- баний	Среднеа- рифмети- ческое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	22	0,01-1	0,058	0,063	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,013-1	0,087	0,091	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,07-1	0,08	0,08	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,01-0,032	0,018	0,018	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,001-0,075	0,034	0,032	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,3-1,3	0,91	0,93	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,03-0,1	0,048	0,044	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,003-0,075	0,056	0,058	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,01-0,03	0,018	0,018	$5,4 \cdot 10^{-3}$

ний на дифрактограммах природных образцов фиксируется по рефлексу с  $d = 10,8-11,2\text{Å}$ ; после насыщения  $d(001)$  возрастает до  $13-14\text{Å}$ ; после прокаливании сокращается до  $10\text{Å}$ .

Выделяются две ассоциации глинистых минералов: хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовая, характерная для разреза скв. 4 (Вайондзор) и каолинит-хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовая, чаще встречающаяся в глинах хндзорутского разреза.

Характерным для химического состава глин, особенно хндзорутского разреза, является повышенное содержание магния и калия (табл. 47). Содержания всех малых элементов, приводимых в табл. 48, выше кларковых концентраций в глинах, особенно Co, V, Cr, Cu.

Терригенно-карбонатная флишоидная формация  
(дат-палеоцен)

Отложения флишоидной формации распространены преимущественно в Складчатой и Приараксинской зонах. В последней они обнажаются в бассейнах рек Азат и Веди, участвуют в строении Шугаибской, Агасалинской антиклиналей, Урсско-Вайоцдзорского антиклинария, Чатминской синклинали. На юге Складчатой и Приараксинской зон эти отложения вскрыты рядом глубоких скважин (Арташат, Зейва и др.).

Мощность формации в скважинах достигает более 1000 м, в обнажениях — около 900 м. Породы включают фораминиферы и растительные остатки. По данным Я. Б. Лейе, споры и пыльца указывают на развитие пальм, вечнозеленых миртовых, гладколистных дубов, папоротников. Характерно наличие фукоидов, гиероглифов, встречаются шаровые карбонатно-глинистые конкреции.

Облик формации определяют песчаники, алевролиты, известняки, мергели, глины, реже встречаются гравелиты, конгломераты. Указанные породы распределены на площади неравномерно. Так, в средней части бассейна р. Веди преобладают известняки (В. П. Асратян, А. А. Садоян, М. А. Сатиан, 1974), в бассейне р. Азат — мергели, в западной части Веди-Аргичинского антиклинория — песчаники и алевролиты. Таким образом, на разных участках формация представлена либо терригенным, либо карбонатным флишем.

Глины составляют 15–20% общей мощности формации. Наиболее распространены они в разрезе арташатской скважины. Обычно глины образуют прослой (в известняках, песчаниках и алевролитах) мощностью 3–20 см, реже слагают пласты до 1–2 и более метров. Глины серого, темно-серого, желтовато-серого цвета, очень плотные, аргиллитоподобные (некоторые разности в воде не размокают). В них часто встречаются гнезда, выполненные гидроокислами железа, по-видимому, окисленным пиритом. На поверхности сколов гидроокислы железа образуют также примазки, иногда сплошные налеты. Глины относятся преимущественно к алевроитовой разности; средний гранулометрический состав: фракция  $< 0,001$  мм — 45%, 0,001–0,01 мм — 28%, 0,01–0,1 мм — 17%,  $> 0,1$  мм — 10%. Карбонатность колеблется в пределах 12–33%, в среднем составляет 18%.

Структура глин алевропелитовая, мегапелитовая, реже лептопелитовая, текстура беспорядочная, слабоориентированная и пятнистая, вследствие неравномерного скопления гидроокислов железа и кальцита.

Частицы песчано-алевроитовой размерности представлены полевыми шпатами (50%), нередко зональными плагиоклазами, обломками эффузивных и кремнистых пород (30%), гранитоидов, вулканическим стеклом (до 10%), биотитом, цирконом. Форма зерен полуокатанная,

угловатая, реже окатанная.

В глинистой основе много тонкодисперсного карбонатного вещества и гидроокислов железа. Часто встречаются раковины микрофауны, замещенные по краям перекристаллизованным кальцитом; ядра выполнены глинистым веществом, окисленным пиритом, иногда зеленой слюдой. Участки, сложенные пирокластическим материалом пелитовой размерности, полностью замещены монтмориллонитом или тонкоагрегатным хлоритом.

Наиболее распространенными неглинистыми минералами (по данным иммерсионного метода) являются: магнетит (8% тяжелой фракции), гематит (6%), пирит (5%), гидроокислы железа (80%), эпидот, цоизит, гранат, корунд, авгит, биотит, интенсивно измененные обломки пород и минералов (до 100% легкой фракции), плагиоклазы (5–15%), кварц (5–10%), вулканическое стекло (5–10%), обломки эффузивных пород (5%).

Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, смешанослойный Г–М, хлорит, гидрослюда, каолинит.

Монтмориллонит является одним из основных минералов в глинах разрезов Даштлу–Кетуз, скв. 1 (Арташат), где на его долю приходится более 60% глинистой фракции. В разрезе указанной скважины глина (обр. № 632) с глубины более 2217 м оказалась по составу монтмориллонитовой (рис. 30). На дифрактограммах природных образцов фиксируется серия базальных рефлексов с  $d(001) = 15\text{Å}$  и т.д. После насыщения глицерином  $d(001)$  возрастает до 17–18Å и возникает серия рефлексов  $d(001)$  с  $d = 9\text{Å}$ ; 5,9Å и т.д.; в результате прокаливания  $d(001)$  сокращается до 10Å. Монтмориллонит диоктаэдрический, точнее октаэдры заселены в основном Al: после кипячения в HCl минерал не растворяется. О диоктаэдричности минерала свидетельствует также  $(060) = 1,492\text{--}1,500$ . По данным электронографии, структура монтмориллонита характеризуется средней степенью совершенства, незначительной взаимной ориентацией слоев; рефлексы на первом эллипсе улавливаются, но период "с" не проявляется строго. Параметры элементарной ячейки, измеренные в 5 образцах, следующие:  $a = 5,17\text{--}5,19\text{Å}$ ;  $b = 8,94\text{--}8,96\text{Å}$ ;  $c = 10,0\text{--}10,2\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ$ . На снимках суспензий монтмориллонитовых глин неагрегированные частицы имеют неопределенную форму, тонкие и нечеткие линии ограничения. Кривые нагревания типичны для монтмориллонитовых глин: на них фиксируются весьма интенсивный эндозэффект с максимумом при  $150^\circ\text{C}$ , вызванный выделением адсорбированной воды, и еще два эндозэффекта ( $560\text{--}580^\circ$  и  $860\text{--}880^\circ\text{C}$ ), связанные с удалением OH-групп и аморфизацией минерала (рис. 30).

Смешанослойный Г–М, наряду с монтмориллонитом, является основным компонентом глин флишоидной формации. Наиболее значительные его концентрации отмечены в разрезах скв. 1 (Арташат) и Двин–Еранос, где содержание его достигает 60% глинистой фракции. При насыщении глицерином на дифрактограммах фиксируется нерациональная серия базальных отражений ( $d = 17,6\text{Å}$ ; 9,3Å; 5,7Å и т.д.). Чередование межслоевых промежутков слюдистого и монтмориллонитового типа неупорядоченное. Соотношение С–М-компонентов примерно равно

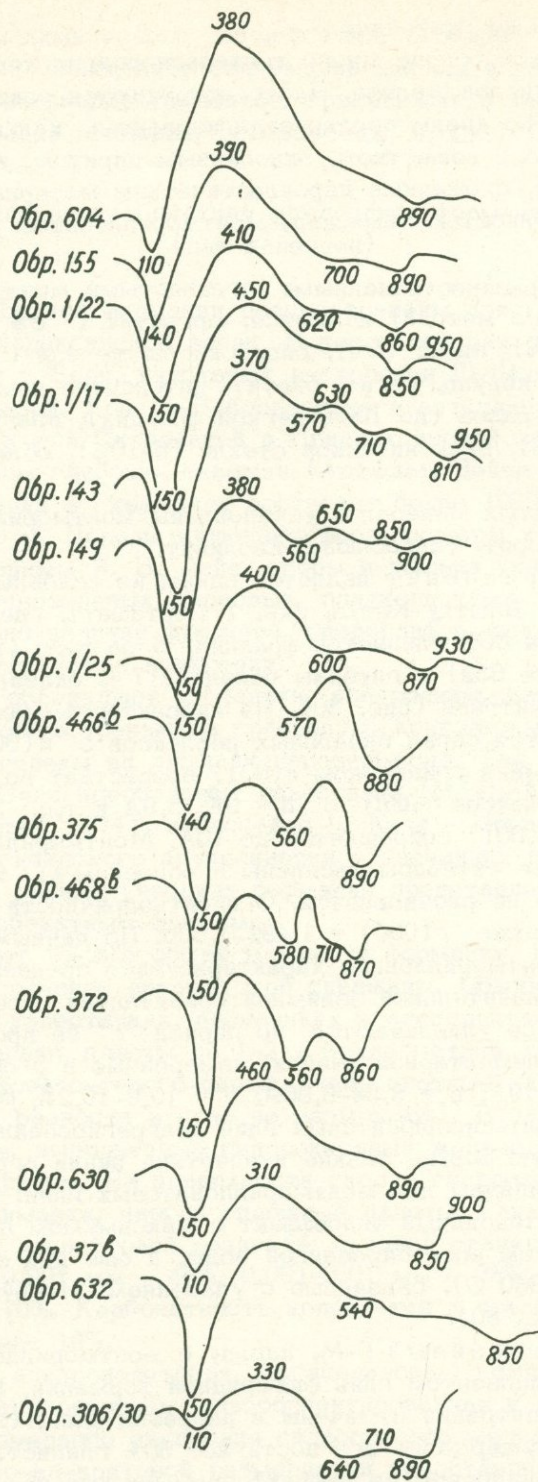


Рис. 30. Термограммы глин терригенно-карбонатной флишовой формации.

Результаты химического анализа глин флишовой  
формации

Окислы	С о д е р ж а н и е в %				
	1/17	153 <sup>a</sup>	306/30	466 <sup>o</sup>	632
	Двин-Еранос	Дашлу-Кетуз	Кахсы	скв.1, Арташ.	скв.1, Арташ.
SiO <sub>2</sub>	60,40	64,52	67,76	58,76	52,11
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,59	0,81	0,82	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,21	13,38	13,10	15,01	16,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	4,11	3,81	6,34	7,71
FeO	1,75	0,92	0,62	1,50	2,24
CaO	1,15	1,35	0,84	1,31	2,14
MgO	3,66	1,38	1,70	1,48	3,50
MnO	0,04	0,01	-	0,01	-
H <sub>2</sub> O	3,64	4,29	4,04	5,32	5,14
п.п.п.	6,17	4,98	4,60	5,00	4,91
Na <sub>2</sub> O	1,70	1,45	0,90	1,28	2,02
K <sub>2</sub> O	2,10	3,30	2,40	2,80	3,01

Таблица 50

Содержание малых элементов в глинах флишовой  
формации

Элементы	Количество во анали- зов	Пределы колебаний	Средне- арифме- тическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	18	0,03-0,1	0,069	0,064	4,5 · 10 <sup>-2</sup>
Ba	—	0,03-0,1	0,074	0,076	8 · 10 <sup>-2</sup>
Mn	—	0,04-0,1	0,027	0,027	6,7 · 10 <sup>-2</sup>
Ni	—	0,008-0,1	0,012	0,013	9,5 · 10 <sup>-3</sup>
Co	—	0,003-0,01	0,0061	0,0055	2 · 10 <sup>-3</sup>
Ti	—	0,7-0,9	0,78	0,78	4,5 · 10 <sup>-1</sup>
V	—	0,01-0,03	0,021	0,019	9 · 10 <sup>-3</sup>
Cr	—	0,01-0,04	0,026	0,027	1 · 10 <sup>-2</sup>
Cu	—	0,001-0,03	0,016	0,012	5,4 · 10 <sup>-3</sup>

1:3. После прокаливания образцов возникает сильный рефлекс с  $d(001) 10\text{Å}$ , что указывает на отсутствие в структуре хлоритовых слоев. Кривые нагревания этих образцов характерны для монтмориллонитовых глин.

Гидрослюда, каолинит и хлорит вместе составляют около 30% глинистой фракции. Сравнительно много гидрослюды в глинах бассейна р. Хосров. На дифрактограммах природных и обработанных образцов фиксируется слабый рефлекс с  $d(001) 10\text{Å}$ . На кривых нагревания значительная примесь гидрослюды отражается на интенсивности первого эндоефекта (см. рис. 30, обр. 306/30, Кахси).

Каолинит улавливается только рентгеновским методом; на дифрактограммах природных и насыщенных образцов фиксируется слабый (иногда средней интенсивности) рефлекс с  $d = 7,1\text{Å}$ , который исчезает после их прокаливания. Сравнительно высокие содержания каолинита отмечены в глинах разрезов Дашлу-Кетуз, скв.1, Арташат.

Хлорит диагностируется по слабым отражениям с  $d(001) 14\text{Å}$  на дифрактограммах обработанных и необработанных образцов.

В глинах флишеидной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: Г-М – монтмориллонитовая и хлорит-гидрослюда-каолинит-Г-М-монтмориллонитовая. Первая ассоциация характерна для разреза Двин-Еранос, вторая встречается во всех разрезах.

Глины характеризуются (табл. 49–50) высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (особенно в разрезах Кахси, Дашлу-Кетуз), что объясняется присутствием свободного кремнезема – продукта изменения вулканического стекла; соответственно в них мало  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; исключение составляют глины арташатского разреза. В последних, а также в глинах разреза Двин-Еранос, довольно много  $\text{MgO}$ , что отражает их монтмориллонитовый состав. Относительно высоким содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  отличаются глины разрезов Дашлу-Кетуз, скв. 1 (Арташат), что, очевидно, объясняется наличием в них значительной примеси гидрослюды. В целом химизм глин флишевой формации отражает их полиминеральный состав.

Содержания Sr, Ni, Co, Ti, V, Cu почти вдвое больше соответствующих кларков. Относительно высокий фон микроэлементов в глинах флишевой формации объясняется особенностями бассейна седиментации (Sr) и, вероятно, близостью магматических образований.

#### Подзона Севано-Ширакского синклинория

Севано-Ширакский синклинорий относится к числу важных структурных элементов в системе Малого Кавказа; протяженность его – 200 км, ширина – около 35 км. В его контуре расположены такие крупные орографические единицы Малого Кавказа, как Ширакский, Памбакский, Арегунийский и другие хребты; здесь находятся также Севанская западина и северная часть Ширакской котловины. В строении синклинория участвуют главным образом эффузивные и вулканогенно-осадочные породы палеогена; осадочные отложения имеют подчиненное значение. В ядрах антиклиналей обнажаются терригенно-карбонатные отложения мела, на крыльях – флишевые образования палеоцена и эоцена; отложения олигоцена представлены молассовой формацией. Разрез синклинория венчает наземно-вулканогенная формация плиоцена-антропогена.

## Терригенно-карбонатная угленосная формация (нижний эоцен)

Формация расчленяется на две субформации – карбонатную и угленосную. В карбонатной субформации глины отсутствуют, угленосная сложена песчаниками, алевролитами, глинами мощностью около 200 м. В ней локализовано Шамутское месторождение бурого угля. Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены кварц-полевошпатовыми граувакками.

Глины распространены в долине р. Дзкнагет, в окрестности гор. Степанавана и сел. Шамут. Выделяются три типа глин, отличающихся особенностями строения и состава. Первый характерен для цовагюхского разреза. Глины здесь образуют маломощные прослои и представляют собой плотные слоистые породы серого цвета. Среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм составляет 52%,  $0,001-0,01$  мм – 28,3%,  $0,01-0,1$  мм – 12%,  $> 0,1$  мм – 7,7%. Карбонатность колеблется в пределах 0–3%. Структура лептопелитовая, мегапелитовая, текстура беспорядочная, иногда слабо ориентированная. Глинистая основа пронизана тонкодисперсным карбонатным веществом; отмечены скопления гидроокислов железа, которые обычно располагаются вдоль хлоритизированных участков. Хлорит развивается по пирокластике в виде сплошной тонкоагрегатной массы. Алевро-песчаные частицы распределены в породе равномерно, представлены обломками пород, полевыми шпатами, кварцем. Иммерсионным методом установлены биотит, роговая обманка, авгит, гиперстен, эпидот, турмалин, пикотит, циркон, магнетит, пирит. Основу тяжелой фракции составляют последние два минерала и гидроокислы железа. В легкой фракции преобладают измененные полевые шпаты, обломки пород, биотит. Последний обычно хлоритизирован, полевые шпаты карбонатизированы, реже серицитизированы. Среди обломков пород преобладают андезитовые и базальтовые порфиры, меньше встречаются обломки метаморфических и осадочных пород, а также гранитоидов. Обломки порфиритов хлоритизированы, лимонитизированы, карбонатизированы.

Второй тип глин характерен для шамутского разреза. Здесь глины достигают 45% общей мощности субформации и слагают продуктивную (среднюю) часть разреза. Мощность глинистых слоев достигает 35 м, встречаются и маломощные пропластки в алевролитах, известняках, углях. Местами они тонко переслаиваются с указанными породами, но чаще связаны с ними постепенным переходом. Отдельные прослои содержат богатую фауну нуммулитид, брюхоногих, двустворчатых моллюсков, а также мелкие карбонатные конкреции. Отличаются от первого типа повышенным содержанием алевроитовой фракции и более высокой карбонатностью (2–8%). Глины жирные, алевроитистые, реже песчанистые с шероховатым изломом. Цвет желтовато-коричневый, в свежем изломе серый, темно-серый.

Структура лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая. Текстура беспорядочная, нятнистая, псевдофлюидальная, обусловленная наличием струйчатых потеков гидроокислов железа. Алевроитовые и песчаные частицы, составляющие 10–30% объема породы, представлены цирконом, эпидотом, пироксенами, амфиболами, кварцем, биотитом, пла-

гиоклазами, вулканическим стеклом, обломками пород. Последние хлоритизированы, эпидотизированы; плагиоклазы замещены гидрослюдой (серицитом), карбонатом; биотит обычно свежий, иногда замещен хлоритом. Некоторые обломки пород превращены в кварц-полевошпатовое вещество и глинистый агрегат с более низким показателем преломления, чем глинистая основа. Обычно это наблюдается в образцах из подугольных слоев. Глины иногда содержат большое количество (до 30%) карбонатных раковин микрофауны, некоторые из которых замещены пиритом. Глинистая основа лимонитизирована, иногда пронизана мелкой рудной сыпью (по-видимому, пиритом). Некоторые участки полностью хлоритизированы. В основной массе часто наблюдаются бурые скопления углистого вещества, образующие довольно крупные разводы, по периферии которых фиксируются мелкие кристаллики пирита. Иногда порода пересечена сетью трещинок, заполненных анальцимом. В нескольких случаях аутигенный анальцим зафиксирован в виде сравнительно крупных идиоморфных образований.

Третий тип характерен для степанаванского разреза. Глины составляют здесь 50% мощности субформации. В средней части разреза они ритмично чередуются с алевритами и песчаниками в виде тонких прослоев, обычно же слагают пласты мощностью 3–15 м. Глины плотные, массивные, иногда тонкорассланцованные или комковатые, цвет серый, желтовато-серый, зеленовато-серый. В средней части разреза они обогащаются обуглившимися растительными остатками, приобретают темно-серую или черную окраску и постепенно переходят в углистые сланцы. Глины содержат значительное количество преобразованной пироклаستي, среди них встречаются разновидности с типичной пепловой структурой. Для глин с незначительным содержанием пироклаستي характерны лептопелитовая и мегапелитовая структуры и беспорядочная и слабоориентированная текстуры. Количество алевритовых и песчаных частиц не превышает 5% объема породы, они представлены измененными плагиоклазами и обломками пород. Глинистая основа умеренно лимонитизирована и карбонатизирована, отмечены трещинки, выполненные вторичным кальцитом. В глинах с реликтовой пепловой структурой (обычно кристалло-литокластической и литокластической) частицы песчано-алевритовой размерности составляют около 30% объема породы. Для этих глин характерны псевдофлюидальная, полосчатая, реже слабо выраженная реликтовая эвтакситовая структуры, обусловленные субпараллельным расположением обломков пород и стекла. Пирокласты представлены обломками интенсивно измененных эффузивных пород среднего и кислого состава (около 40%), свежими плагиоклазами (50%), реже пироксенами, биотитом, вулканическим стеклом (10%). Обломки пород нередко полностью превращены в скрытокристаллический глинистый агрегат с точечной поляризацией; иногда они хлоритизированы, лимонитизированы, карбонатизированы и окремнены. Плагиоклазы серицитизированы и карбонатизированы, по биотиту развивается хлорит и стильпномелан, пироксены замещены хлоритом и карбонатом, вулканические стекла частично раскристаллизованы и окремнены. Основная масса участков имеет реликтовую криптофельзитовую структуру и подвергнута окремнению, кальцитизации, лимонитизации, в основном

же замещена тонкоагрегатным монтмориллонитом и хлоритом. В ней отмечены раковины микрофауны, замещенные карбонатно-кремнистым и глинистым веществом.

Наиболее распространенными неглинистыми минералами являются: интенсивно измененные полевые шпаты, вулканическое стекло и обломки пород (95–100% легкой фракции), плагиоклазы (3–5%), мусковит, гидроокислы железа (80–90% тяжелой фракции), магнетит (3–5%), пирит, циркон (1–8%), пикотит (0,5–2%), сфен, турмалин, эпидот, зеленая слюда. Из глинистых минералов установлены монтмориллонит (50–70%), хлорит (до 30%), гидрослюда (до 30%), смешанослойный монтмориллонит – гидрослюда (до 30%), каолинит (10–20%). В глинах цовагюхского разреза породообразующими минералами являются хлорит и гидрослюда, примеси почти отсутствуют. Глины шамутского разреза содержат до 20–30% смешанослойного Г–М и каолинита. В степанаванских глинах единственным породообразующим минералом является монтмориллонит, остальные присутствуют в качестве второстепенной примеси.

Монтмориллонит диоктаэдрический –  $d(060) \sim 1,499$ . Определяется по отражению с  $d(17-18\text{Å})$  на рентгенограммах насыщенного глицерином образца, которое после прокаливания замещается рефлексом с  $d(10\text{Å})$ . В природном состоянии межслоевые промежутки минерала заполнены неоднородно, т.е. характеризуются разной степенью гидратации. В связи с этим на рентгенограммах природного образца к рефлексу с  $d(14\text{Å})$  (Са-монтмориллонита) примыкает фон повышенной интенсивности. Насыщение образца глицерином стабилизирует расстояние  $d(001)$  до  $17-18\text{Å}$  и фон исчезает.

В смешанослойной фазе с неупорядоченным чередованием слоев слюдяного и монтмориллонитового типа преобладают промежутки с К-ионом. Отражение с  $d(10,2\text{Å})$  на рентгенограммах природного образца интерпретируется как среднестатистическая величина между  $d(001) = 10\text{Å}$  слоев слюды (80%) и  $d(001) = 14\text{Å}$  слоев монтмориллонита (20%). После насыщения образцов глицерином возникает отражение с  $d(9,6\text{Å})$ , являющееся среднестатистическим между  $d(001) = 10\text{Å}$  слоев слюды и  $d(002) = 8,85\text{Å}$  слоев монтмориллонита. В результате обработки в 10% HCl смешанослойная фаза и монтмориллонит растворяются, что, очевидно, связано с наличием большого количества железа в структуре минерала.

Каолинит фиксируется по наличию базальных отражений с  $d(7\text{Å})$  и  $3,5\text{Å}$ , которые сохраняются после обработки образцов в HCl и исчезают после прокаливании.

Линии хлорита с  $d(14\text{Å})$ ,  $7\text{Å}$ ,  $4,8\text{Å}$  фиксируются на рентгенограммах природного и насыщенного глицерином образца; после обработки в HCl они исчезают. Хлорит железистый – отражения четных порядков интенсивнее отражений первого и третьего порядков.

На присутствие значительного количества гидрослюда в глинах цовагюхского разреза указывают интенсивные рефлексы с  $d(001) = 10\text{Å}$  на рентгенограммах природных и обработанных образцов. Гидрослюда диоктаэдрическая, модификации 1M, параметры ячейки:  $a = 5,18\text{кх}$ ;  $b = 8,96\text{кх}$ ;  $c = 10,1\text{кх}$ ;  $\beta = 100^\circ 6$ .

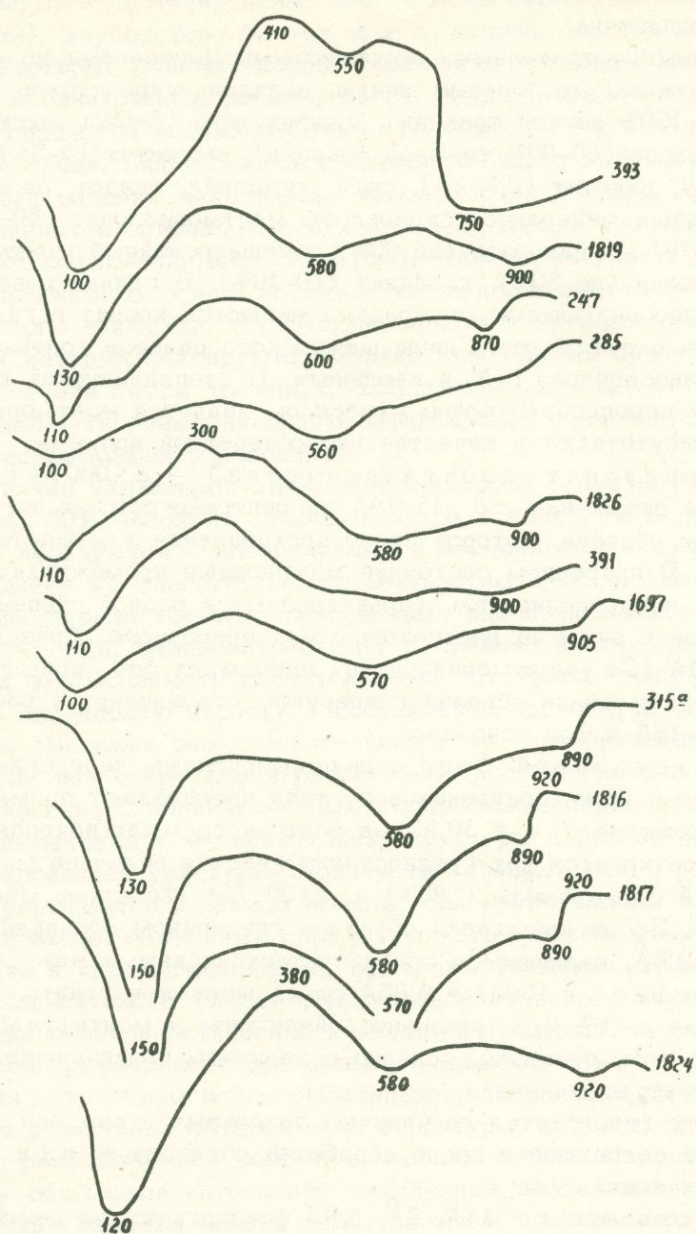


Рис. 31. Термограммы глин терригенно-карбонатной угленосной формации Севано-Ширакской зоны.

Кривые нагревания (рис. 31) степанаванских глин указывают на их монтмориллонитовый состав, другие термограммы имеют более сложный характер, что связано с наличием примеси хлорита и гидрослюд (менее интенсивный первый эндозффект, раздвоенный или широкий второй эндотермический пик и т.д.). На электронно-микроскопических снимках суспензий фиксируются в основном полупрозрачные частицы неопределенной формы, иногда (в глинах степанаванского разреза) – фрагменты монтмориллонитизированного стекла. Результаты силикатного и спектрального анализа приводятся в табл. 51–52. Обращают внимание повышенные содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cu}$ .

В терригенно-карбонатной формации выделяются следующие ассоциации глинистых минералов: 1) хлорит-гидрослюдистая; 2) Г-М – хлорит-гидрослюдистая с каолинитом; 3) монтмориллонитовая. Первая ассоциация характерна для цовагоухского разреза, вторая и третья – для шамутского и степанаванского.

#### Флишоидная формация (нижний-средний эоцен)

В Севано-Ширакской зоне флишоидная формация состоит из двух субформаций: терригенно-пирокластической флишевой и вулканогенно-осадочной мелкообломочной. В первой глинистые породы отсутствуют.

#### Вулканогенно-осадочная мелкообломочная субформация (средний эоцен)

Отложения субформации широко развиты в пределах Ширакского, Памбакского, Арегунийского хребтов, а также в бассейнах рр. Марцигет и Гетик. Они представлены туфопесчаниками, туфоалевропитами, туффитами, туфами, граувакками, глинами, известняками, кремнистыми и эффузивными породами. Мощность отложений достигает 2000 м.

Глины составляют 10% мощности субформации. Они распространены в окрестностях сел Антарамут и Куртан, в бассейне р. Дзорагет. Мощность глинистых прослоев обычно составляет 10–15 м. Глины ассоциируются с полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми граувакками. Они песчанистые, алевроитовые плотные, иногда комковатые. Цвет серый, зеленовато-серый с коричневым оттенком.

Среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм составляет 40%, 0,001–0,01 мм – 27%, 0,01–0,1 мм – 20%,  $> 0,1$  мм – 13%; карбонатность колеблется в пределах 0–3%.

Структура алевропелитовая и псаммопелитовая, реликтовая пепловая, литокластическая, витрокластическая, пемзовая; текстура беспорядочная, реже флюидальная, обусловленная огибанием пепловых частиц вокруг кристаллов плагиоклазов и пироксенов. Песчано-алевроитовые частицы представлены плагиоклазами (80%), измененными обломками порфиритов (10%), остроугольными осколками вулканического стекла (10%); реже встречаются пироксены, циркон, кварц, биотит, зеленая слюда. Обломки пород почти нацело изменены в изотропное тонкоагрегатное вещество с точечной поляризацией и низким двупреломлением; иногда они хлори-

## Химический состав глин терригенно-карбонатной формации

№№ обр.	О к и с л ы										n.n.n.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O				
1697	63,87	0,55	15,21	4,22	1,52	0,03	1,26	0,85	3,57	5,31	1,27	2,83	
391	65,39	0,85	14,55	2,37	0,14	-	1,12	0,27	4,36	5,56	2,55	2,55	
250	59,60	0,45	14,77	5,56	0,29	-	2,10	1,36	6,36	7,94	0,85	1,40	
1816	60,21	0,30	15,18	3,25	1,14	-	2,00	2,35	7,58	5,81	1,24	1,34	
1825	62,18	0,70	13,48	4,40	0,58	-	1,12	2,56	6,57	6,45	0,7	1,9	

Таблица 52

## Содержание малых элементов в глинах терригенно-карбонатной формации (в %)

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметические	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Mn	14	0,003-0,03	0,006	0,0058	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	-"	0,003-0,01	0,004	0,004	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	-"	0,01	0,01	0,01	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	-"	0,3-1	0,80	0,86	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	-"	0,01-0,03	0,02	0,026	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	-"	0,003-0,01	0,004	0,004	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	-"	0,01-0,03	0,02	0,02	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Sr	-"	0,003-0,01	0,005	0,0062	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	-"	0,01-0,03	0,02	0,027	$8 \cdot 10^{-2}$

тизированы, лимонитизированы, карбонатизированы или эпидотизированы. Часто вокруг измененного пироксена развивается довольно широкая (0,1 мм) кайма халцедона. Плагиоклазы нередко серицитизированы и карбонатизированы. Обломочные частицы сцементированы интенсивно измененным пирокластическим материалом. Потечи гидроокислов железа затушевывают детали строения цементирующего материала. В основном он замещен глинистым изотропным веществом бурого цвета, участками развиваются хлорит и кальцит. Трещины и поры нередко выполнены соскритовым и карбонатно-кремнистым агрегатом. В цахкункском разрезе преобладают глины с типичной реликтовой структурой пемзовых туфов. Плагиоклазы достигают в них 15–20% объема породы, они трещиноватые, но почти не изменены. Реже встречаются: рудный минерал размером 0,05–0,4 мм, который распределен в породе крайне неравномерно, моноклинный пироксен, циркон, апатит, калиевый полевой шпат, кварц. Основная цементирующая масса сложена обломками пемзы, они более или менее изометричны, изредка сильно уплощены, размеры колеблются в пределах 0,9–3,5 мм. Пемза, имеющая тонковолокнистое сложение, раскристаллизована в полевошпатовый агрегат; характер раскристаллизации "волосной", согласный волокнистости. Реже отмечены куски более плотной пемзы и обломки стекла типа "фьямме". Встречаются мелкие угловатые ксенолиты, сложенные буровато-серым, почти недвупреломляющим, веществом.

По пирокластам развивается желтовато-бурое, похожее на палагонит, вещество, которое заполняет поры в стекловатых включениях, фиксируется вдоль контактов минералов и ксенолитов, а также частично замещает основную массу.

В глинах установлены: измененные полевые шпаты, обломки пород и вулканическое стекло (90–100% легкой фракции), плагиоклазы (2–10%), кварц, магнетит (40–90% тяжелой фракции), гидроокислы железа (5%), пирит, пикотит, корунд, апатит, эпидот, хлорит, биотит, роговая обманка (1–10%), авгит, гиперстен, диопсид (1–10%).

Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит; постоянно (и нередко в значительных количествах) присутствует гидрослюда; в глинах цахкункского разреза содержание гидрослюда достигает иногда 30–40%.

Большинство образцов содержит Na- и Ca-монтмориллониты: на рентгенограммах природного образца фиксируются интенсивные рефлексы с  $d(001) = 14,6\text{Å}$  и  $12,6\text{Å}$ , которые после насыщения образцов глицерином замещаются рефлексом с  $d = 17,6\text{Å}$ ; на рентгенограммах прокаленных образцов фиксируется интенсивный рефлекс с  $d(001)$

$10\text{Å}$ . Монтмориллонит диоктаэдрический,  $d(060) \sim 1,500\text{Å}$ . Параметры ячейки:  $d = 5,17$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10,1$  кх;  $\beta = 100^\circ 5'$ . Термограммы (рис. 32) образцов антарамутского разреза типичны для монтмориллонитовых глин. На некоторых кривых первый эндозэффект выражен значительно менее интенсивно и смещен в низкотемпературную часть, что связано с примесью гидрослюда.

Последняя на дифрактограммах обработанных и необработанных образцов диагностируется по отражению с  $d(001) 10\text{Å}$ . Очевидно, на снимках суспензий гидрослюда представлена менее агрегированными и более

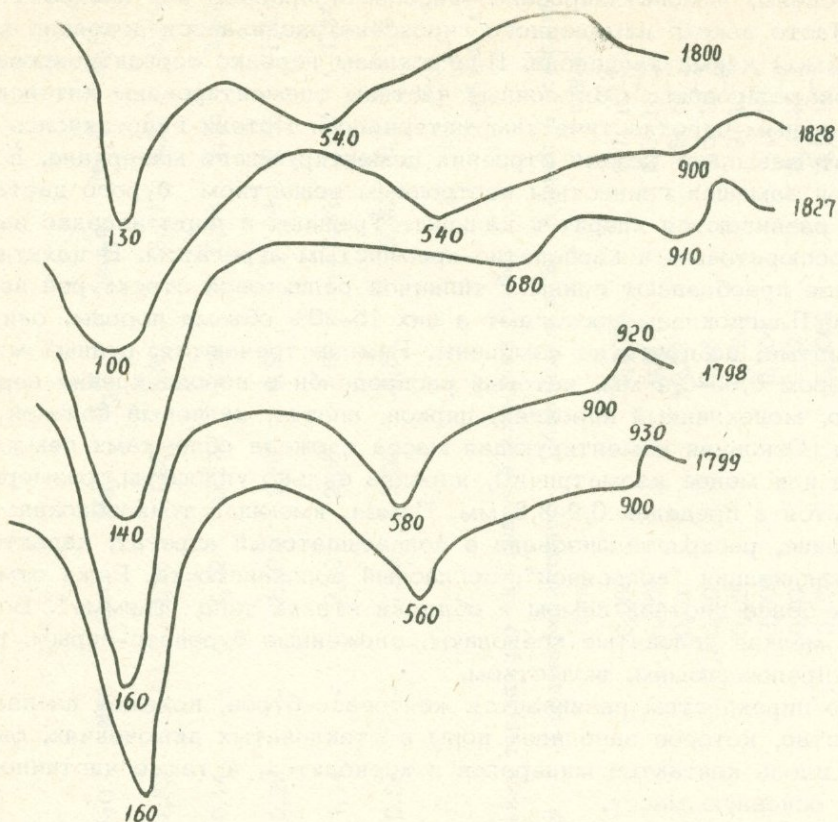


Рис. 32. Термограммы глин вулканогенно-осадочной мелко-обломочной субформации Севано-Ширакской зоны.

плотными частицами с резкими контурами ограничения. Гидрослюда диоктаэдрическая, модификации 1M. Параметры ячейки:  $a = 5,16$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10$  кх,  $\beta = 96^\circ$ .

Результаты полного силикатного и спектрального анализа глин вулканогенно-осадочной мелкообломочной субформации приводятся в табл. 53 - 54, откуда видно, что они отличаются повышенным содержанием  $Fe_2O_3$ ,  $H_2O$ ,  $MgO$ ,  $Su$ .

В флишовой формации широко распространены глинистые породы гидротермального происхождения, которые разрабатываются на Туманянском месторождении уже более тридцати лет и служат сырьем для завода огнеупорных изделий\*. Поэтому их следует рассмотреть более подробно. В районе месторождения эти породы ассоциируют с порфиритами и пирокластическими породами.

\* На базе месторождения работает Туманянский завод Министерства черной металлургии СССР.

Таблица 53

Результаты полного силикатного анализа глин вулканогенно-  
-осадочной субформации

Местонахождение № обр.	О к с и л ы											
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1799	53,02	0,60	13,37	5,92	0,29	0,11	2,02	3,01	7,11	6,25	1,99	2,10
1799	57,63	0,60	15,14	4,32	0,51	0,15	2,14	2,35	6,25	7,05	1,52	1,34
1800	54,90	0,43	15,23	4,52	0,63	0,15	1,97	2,96	7,21	8,32	1,26	1,52
1827	55,93	0,51	15,91	7,31	2,25	0,12	2,14	1,02	5,13	5,36	0,94	3,10
1828	58,74	0,60	16,33	4,81	1,16	0,95	3,29	2,08	5,28	5,46	1,05	1,95

Таблица 54

Содержание малых элементов в глинах вулканогенно-осадочной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеариф- метическое	Модальное в %	Кларки в осадоч- ных глинах
Mn	16	0,003-0,03	0,024	0,026	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,003-0,01	0,006	0,0058	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,003-0,01	0,004	0,004	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,3-0,8	0,67	0,69	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,01-0,03	0,025	0,023	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,003-0,01	0,006	0,006	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,003-0,03	0,028	0,021	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,01	0,01	0,01	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,01-0,03	0,024	0,020	$8 \cdot 10^{-2}$

Порфириды андезитовые, дацитовые, липаритовые; имеют порфировую, реже миндалекаменную структуру, вкрапленники (30%) представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, магнетитом, пиритом, гиперстеном, биотитом. Плагиоклазы относятся к андезиному, реже андезин-лабрадорному ряду; часто имеют зональное строение. Представлены удлинёнными или призматическими кристаллами, обычно в той или иной степени изменёнными и содержащими включения рудного минерала. Моноклинный пироксен обычно свежий, реже хлоритизирован, гиперстен, как правило, карбонатизирован и хлоритизирован. Биотит представлен изогнутыми чешуйками красновато-бурого цвета с непрозрачными включениями; очень редко по биотиту развивается эпидот. Магнетит и пирит встречаются в виде более или менее идиоморфных кристаллов. Пирит окисляется и образует различные по форме и размерам скопления гидроокислов железа, которые заполняют трещинки и миндалины. Основная масса (60%) имеет пилотакситовую, значительно реже - гиалопилитовую структуру; состоит из буровато-серого вулканического стекла, микролитов плагиоклаза, магнетита; встречаются также мелкие зерна пироксена.

Туфы литокластические, в основном кислого, реже среднего состава, имеют пепловую структуру. Обломочная часть породы представлена обломками андезитов, кристаллами плагиоклаза, реже чешуйками белой слюды, пироксенами, биотитом. Обломки андезитов (размером 1,0-4,0 мм) имеют интерсертальную, стекловатую, гиалопилитовую структуру, нередко с мандельштейновым обликом; реже встречаются разности с псевдофлюидальной структурой. Основная масса стекловатая, пепловая, иногда, вследствие неравномерного и слабого спекания, имеет неясно выраженную эвтакситовую структуру. Нередко встречаются разновидности с пузыристой текстурой, обусловленной наличием округлых, иногда неправильных по форме, пузырьков стекла.

Жильные породы представлены в основном андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиридами; структура их порфировая, реже диабазовая, гиалопилитовая, пилотакситовая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, зеленым пироксеном. Плагиоклазовые вкрапленники встречаются в двух генерациях: 1) крупные изометричные (идиоморфно огранённые), реже таблитчатые кристаллы, зональные и 2) длиннопризматические, более свежие кристаллы, по составу сходные с первыми; обе разновидности относятся главным образом к лабрадорному; реже - андезиному ряду. Вкрапленники роговой обманки не имеют характерных очертаний, возможно, они развиваются по пироксену; часто окрашены неравномерно, пятнами, относятся к зелёной разности.

Основная масса сложена микролитами и мелкими призматическими кристалликами и лейстами плагиоклаза, расположенными в бурой, обычно в той или иной степени изменённой, стекловатой основе. В ней очень много мелких выделений рудного минерала. Часто пустотки и трещинки заполнены тонкоагрегатным зеленовато-жёлтым пренимом.

Глинистые породы представляют собой продукты изменения всех описанных выше вулканогенных образований. Часть их сохраняет реликтовые признаки; в наиболее интенсивно изменённых разностях

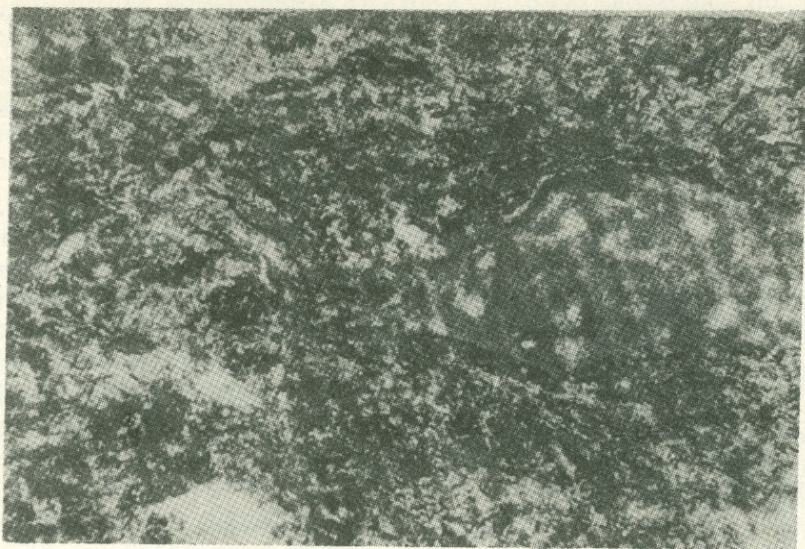


Рис. 33. Гидротермально измененный литокластический туф. Крупные обломки пород и пепловый цемент с микрофельзитовой структурой замещены пирофиллитом, серицитом, каолинитом и гидроокислами железа. Ув. 70, без анализатора. Туманянское месторождение.

установить первоначальный состав и строение пород не представляется возможным.

Преобразование туфов (рис. 33) начинается со стекла связующей массы, причем вначале изменение отмечается вдоль микротрещинок, по периферии пузырьков и пор, затем оно распространяется на все компоненты породы. Характерна следующая последовательность преобразования: стекло связующей массы – стекловатый базис обломков пород – темноцветные – плагиоклазы (фенокристаллы) основного состава – другие плагиоклазы. Цементирующая масса интенсивно пропитана гидроокислами железа и детали ее структуры затушеваны. Пустотки в породе, а также редкие обломки вкрапленников полевых шпатов замещены глинистым веществом. В более интенсивно измененных разновидностях связующая масса слабо окварцована и содержит изометричные точечные выделения магнетита. На эту массу наложены в виде крупных неправильных пятен чешуйчатые и волокнистые, нередко хорошо раскристаллизованные, агрегаты каолинита и серицита; они бесцветны или слабо окрашены потеками гидроокислов железа в буроватый цвет. Пренит в виде игольчатых или призматически-зернистых агрегатов встречается совместно с магнетитом. Реже отмечены хорошо образованные крупночешуйчатые агрегаты белой слюды. Часто породы пересекаются ветвящимися жилками гидроокислов железа. Пустоты и миндалины выполнены глинистым веществом и тончайшей рудной сыпью, реже мономинеральными волокнистыми агрегатами халцедона и тонкоагрегатным глинисто-карбонатным веществом. Вокруг пор нередко на-

блюдается кайма из бесцветного каолинита, отличающаяся более низким светопреломлением, чем тонкоагрегатное глинистое вещество, образующееся по плагиоклазу и стеклу. Нередко связующая масса имеет гидрхимическое происхождение; в этих случаях она отличается весьма тонкоагрегатным строением и состоит из тонкочешуйчатого хлорита в смеси с пиррофиллитом, монтмориллонитом и опалом.

Обломки пород в измененных туфах интенсивно лимонитизированы, стекло нередко преобразовано в опаковое вещество. Лимонитизации подвергнуты как пелловые частицы в связующей массе, так и стекловатый базис. В наиболее интенсивно измененных разностях обломки пород нацело замещены тонкоагрегатным слабополяризующим каолинитом и серицитом. Сравнительно редкие обломки минералов (иногда содержание их доходит до 10%), представленные в основном плагиоклазами, почти нацело замещены тонким глинистым агрегатом (каолинитом, гидрослюдой, пиррофиллитом) с редкими и мелкими чешуйками хлорита светло-зеленого цвета.

Изменение порфириров начинается с вулканического стекла (мезостазиса), затем оно распространяется на гиперстен, основные плагиоклазы (фенокристаллы), средние плагиоклазы, далее на моноклинный пироксен и биотит. В сравнительно слабо измененных породах часто наблюдаются псевдофлюидалные текстуры, обусловленные чередованием полос и струйчатых участков опакового лимонита с осветленными, местами слабо поляризующими, глинистыми минералами в смеси с карбонатом. Кроме того, отдельные широкие полосы и, в редких случаях, псевдоморфозы по вкрапленникам, замещены полупрозрачными агрегатами серицита, ассоциирующего с указанными выше глинистыми минералами и карбонатом. Флюидалность подчеркивается также фестончатыми жилками гидротермального халцедона, опала в колломорфных агрегатах и тонкочешуйчатого бледноокрашенного хлорита. Вулканическое стекло нацело замещается гидроокислами железа, глинистыми минералами (гидрослюдой, пиррофиллитом, каолинитом), карбонатом, реже хлоритом. В более интенсивно измененных породах по вулканическому стеклу обычно развивается каолинит, а поры заполняются кремнистым минералом. Плагиоклазы подвергаются карбонатизации и гидрослюдизации; затем они нацело замещаются гидрослюдой, а в наиболее интенсивно измененных породах — каолинитом и кварцем. Таким образом, в начальной стадии изменения пород по вулканическому стеклу развивается каолинит, а по плагиоклазам — гидрослюда\*, которая в дальнейшем также преобразуется в каолинит. В сравнительно слабо измененных породах пироксены подвергаются хлоритизации, по биотиту развивается эпидот. Нередко на месте вкрапленников, первоначальный состав и строение которых трудно распознать, наблюдается вторичный соссюрит, эпидот в смеси с рудным минералом и глинисто-карбонатным веществом.

---

\* В шлифах указанные продукты изменения различаются по цвету и светопреломлению: чешуйки гидрослюды имеют темно-серые тона и более высокий показатель преломления.

В результате изменения жильных пород пироксены подвергаются хлоритизации, плагиоклазы – карбонатизации, хлоритизации и серицитизации (гидрослюдизации). При этом наиболее интенсивно изменены (почти нацело замещены указанными продуктами) центральные части кристаллов, отличавшиеся, по-видимому, более основным составом. Связующая масса превращается в карбонат-хлоритовое и глинистое вещество, в котором расположены измененные микролиты плагиоклаза. Миндалины заполнены мелкозернистыми агрегатами хлорита, нередко карбонатом и халцедоном.

Существенно монокварцевые породы образовались главным образом за счет туфов. Сложены они мелко- и среднеагрегатной кварцевой массой, часто в смеси с каолинит-серицитовым веществом. Характерны налеты и скопления гидроокислов железа различной формы и размеров. Иногда довольно значительные участки в поле шлифа имеют реликтовую туфовую структуру. Наблюдается постепенное "растаскивание" этих участков вторичным кварцем. Как правило, они каолинитизированы, серицитизированы, иногда хлоритизированы и ожелезнены. Таким образом, существенно монокварцевые породы представляют собой продукты наиболее интенсивного изменения вулканитов.

В различных типах измененных пород иммерсионным методом установлены следующие неглинистые минералы: плагиоклазы, кварц, биотит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, диопсид, оливин, эпидот, апатит, цоизит, магнезит, гипс, циркон, рутил, магнетит, пирит, гематит, гидроокислы железа, измененные вулканические стекла, полевые шпаты и обломки пород.

Из глинистых минералов установлены каолинит, пирофиллит, хлорит, монтмориллонит, диккит и неупорядоченный смешанослойный пирофиллит-монтмориллонит.

Каолинит является порообразующим минералом в измененных и интенсивно измененных туфах и порфиритах; в остальных типах пород присутствует в качестве примеси, а в слабо измененных туфах отсутствует. На дифрактограммах (табл. 55, 56) фиксируется характерная для каолинита серия рефлексов с  $d(001) \sim 7,15\text{Å}$ ;  $d(110) \sim 4,35\text{Å}$ ;  $d(002) \sim 3,57\text{Å}$ ;  $d(111) \sim 3,37\text{Å}$ ;  $d(060) \sim 1,49\text{Å}$ , которые исчезают после термообработки образцов.

Диккит встречается в измененных и интенсивно измененных породах. Диагностируется по указанным выше рефлексам, но имеющим более резкие пики на дифрактограммах, а также по эндоеффекту с максимумом при  $700^\circ\text{C}$ .

Пирофиллит установлен во всех типах пород, значительные скопления отмечены в измененных туфах и порфиритах. На дифрактограммах природных образцов фиксируется серия базальных рефлексов с  $d = 9,16\text{Å}$ ,  $4,46\text{Å}$ ,  $3,05\text{Å}$ , а также с  $d(hkl) = 2,05\text{Å}$ ,  $1,639\text{Å}$ ,  $1,488\text{Å}$  и т.д. (табл. 55, 56).

Монтмориллонит является основным минералом в слабо измененных туфах и жильных породах. Фиксируется по наличию на дифрактограммах природных образцов отражений с  $d(001) \sim 14\text{Å}$ , которые после насыщения глицерином увеличиваются до  $d = 17-18\text{Å}$ , а после прокаливании сокращаются до  $10\text{Å}$ .

## Результаты рентгеновского анализа интенсивно измененных туфов Туманянского месторождения

Обр. 6		Обр. 46		Обр. 2		Обр. 29		Обр. 7		Обр. 47		Обр. 49 <sup>б</sup>	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	П р и р о д н ы й		I	d/n	I	d/n	I	d/n
						I*	d/n						
		7	7,1										
4	9,26	6	4,92	2	9,20	9	9,1	7	9,1	3	10,0	9	9,12
4	7,16	7	4,23	3	8,33	7	6,98	1	5,6	2	5,04	5	4,60
3	5,68	1	3,48	5	7,12	7	4,6	6	4,6	5	4,44	2	4,44
6	4,25	10	3,33	6	4,22	6	4,23	5	4,36	5	4,23	4	4,25
5	3,50	1	3,13	4	3,49	7	3,33	5	4,13	1	3,82	8	3,34
10	3,30	8	2,95	10	3,33	10	3,06	2	3,5	1	3,71	10	3,06
5	3,07	3	2,81	4	2,93	4	2,325	4	3,33	2	3,47	2	2,94
6	2,95	4	2,45	4	2,45	5	2,408	10	3,05	10	3,83	3	2,52
4	2,45	4	2,25	5	2,189	3	2,274	4	2,527	2	3,07	4	2,41
3	2,324	1-2	1,771	2	2,125	3	2,05	5	2,40	2	2,98	2	2,28
4	2,276	1-2	1,740	1	1,886	6	1,834	1	2,28	2	2,83	2	2,12
4	2,194	3	1,535	2	1,814	5	1,802	3	2,05	1	2,67	2	2,06
3	2,123	2	1,465	1	1,739	3	1,535	3	1,886	4	2,55	1	1,973
3	1,979	5	1,967	1	1,54	3	1,486	4	1,835	2	2,45	2	1,888
5	1,889	3	1,283	1	1,50			3	1,485	2	2,37	4	1,837
5	1,816	3	1,272	1	1,48					1	2,27	5	1,817
2	1,743	1	1,212							2	2,12	4	1,669
3	1,667	3	1,178							3	1,973	3	1,642
3	1,538	2	1,155							4	1,810	4	1,540
2	1,474	4	1,136							2	1,667	4	1,484
2	1,444	2	1,116							2	1,537	7	1,369
4	1,369	2	1,097							4	1,492		
		4	1,060							1	1,451		
		1	2,12							5	1,371		
		2	1,983							2	1,287		
		4	1,892							1	2,23		

## Результаты рентгеновского анализа слабо измененных туфов Туманянского месторождения

Обр. 13 <sup>a</sup>				Обр. 21				Обр. 26 <sup>a</sup>			
Природный		Глицерин.	Прока-	Природный		Глицерин	Прокален-	Природный		Глицерин.	Прока-
I,	d/n	d/n	ленный	I	d/n	d/n	ный	I	d/n	d/n	ленный
			d/n				d/n				d/n
9	25,0	26,06	23	9	25	26,00	24,0	2-3	26	29,40	25,0
10	12,30	13,6	11,5	10	12,3	16,5	12,03	5	12,8	15,0	13,9
4	9,13	9,2		4	9,2	13,8	11,5	6	12,2	13,5	13,6
3	7,13			6	7,07	9,2	10,5	4	7,0	7,1	10,12
4	5,05			4	5,03	7,05		2	6,3		
5	3,55			5	4,43			2	4,9		
8	3,06			6	3,55			5	4,34		
4	2,697			8	3,05			6	4,22		
4	2,40			6	2,52			6	4,14		
10	2,332			5	2,405			3	3,79		
1	2,201			3	2,20			9	3,55		
5	2,021			5	1,626			6	3,33		
3	1,630			5	1,484			3	3,05		
								4	2,50		
								4	2,33		
								2	2,12		
								3	1,987		
								4	1,657		
								2	1,53		
								4	1,48		

Гидрослюда (серицит) установлена в измененных и интенсивно измененных породах по наличию на дифрактограммах природных образцов серии рефлексов с  $d(001) = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$  и т.д., которые не изменяются после прокаливания и насыщения образцов глицерином.

Хлорит обнаружен в измененных туфах и порфиритах, фиксируется на дифрактограммах природного образца по отражению с  $d(001) = 14\text{Å}$ , которое не изменяется после насыщения глицерином и прокаливания.

Смешанослойный минерал пиррофиллит-монтмориллонитового или монтмориллонит-пиррофиллитового типа встречается главным образом в слабо измененных туфах и порфиритах. Величина базального рефлекса первого порядка на дифрактограммах природного образца колеблется в пределах  $24,6\text{--}25\text{Å}$ . После насыщения глицерином  $d(001)$  достигает  $26,6\text{--}29,4\text{Å}$ . В большинстве случаев монтмориллоподобных слоев больше, чем пиррофиллитоподобных. В зависимости от продолжительности прокаливания (1–3 часа при температуре  $550^\circ\text{C}$ ) межплоскостное расстояние сокращается от 24 до  $20\text{Å}$  ( $20, 22, 23$  и  $24\text{Å}$ ). Таким образом, значение базального рефлекса на дифрактограммах природного и обработанного образцов совпадают с аллевардитовыми и ректоритовыми. Как известно, эти минералы являются упорядоченными смешанослойными образованиями, т.е. дают более или менее целочисленную серию рефлексов. Однако в нашем случае удается зафиксировать лишь отражение второго порядка. Отсутствие в этих образцах гидрослюда и, наоборот, наличие значительного количества пиррофиллита и монтмориллонита в самостоятельной фазе позволяют предположительно отнести рассматриваемый минерал не к аллевардитовому, а к ректоритовому типу, состоящему из сопряжения двух пиррофиллитовых слоев, один из которых подобен монтмориллониту. Поэтому он назван (в зависимости от соотношения подвижных и неподвижных слоев) пиррофиллит-монтмориллонитом и монтмориллонит-пиррофиллитом.

Кривые нагревания свидетельствуют о сложном составе глинистых пород. На термограммах интенсивно измененных туфов (рис. 34, № 23 и др.) и порфиритов фиксируются две основные реакции: резкий эндотермический пик с максимумом при  $590\text{--}670^\circ\text{C}$  и экзотермический эффект (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумом при  $990\text{--}1010^\circ\text{C}$ , свидетельствующие о наличии порообразующего каолинита. На термограммах многих образцов максимумы эндотермической реакции, вызванной разрушением гидроксильных слоев, расположены в интервале  $660\text{--}710^\circ\text{C}$ , что свидетельствует о присутствии значительного количества диккита (в некоторых из этих образцов диккит является, очевидно, основным компонентом). На ряде кривых нагревания фиксируются довольно интенсивные экзо- и эндотермические эффекты с максимумами в интервале  $300\text{--}330^\circ\text{C}$ , связанные с гидроокислами алюминия и железа. На других кривых нагревания этого типа присутствует эндотермический пик с максимумом в интервале  $750\text{--}760^\circ\text{C}$ , что свидетельствует о наличии в образцах значительной примеси пиррофиллита.

Вторая группа термограмм характеризуется наличием двух эндотермических и одного экзотермического пиков. Это главным образом кривые нагревания сравнительно слабо измененных пород (рис. 34, №№ 31, 32 и др.).

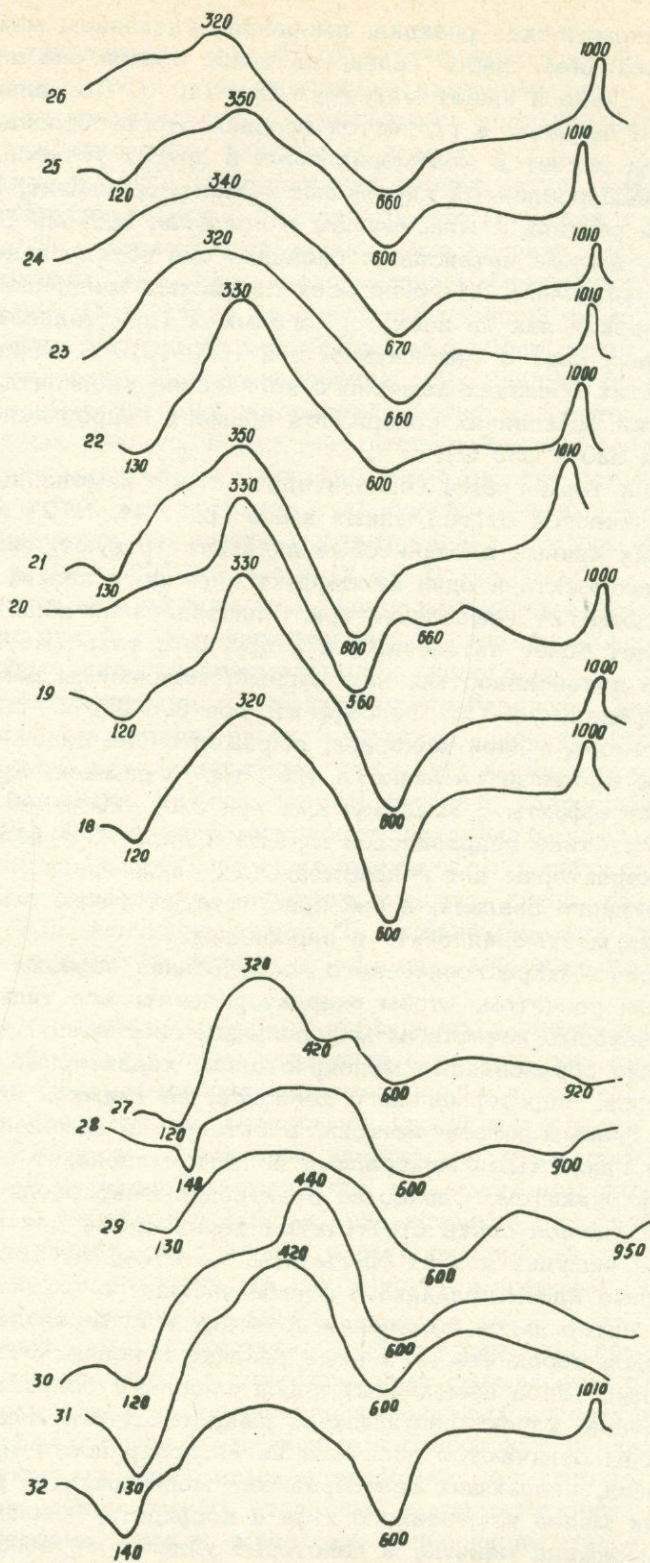


Рис. 34. Термограммы глинистой фракции каолинитовых (а) и каолинит-серицитовых (б) (27-32) пород Тумаянского месторождения.

Первая эндотермическая реакция, вызванная удалением межслоевой воды, обычно протекает слабо. Только на одной кривой она выражена достаточно интенсивно и имеет максимум при  $140^{\circ}\text{C}$ . По данным рентгеноструктурного анализа, в глинистой фракции этого образца основным компонентом является монтмориллонит, в других установлены монтмориллонит и смешанослойный пиррофиллит – монтмориллонит. Вторая эндотермическая реакция с максимумом в пределах  $600\text{--}620^{\circ}\text{C}$  протекает, как правило, весьма интенсивно: очевидно она обусловлена суммарным эффектом разрушения ОН-групп всех глинистых минералов. Наконец, экзотермический пик на всех термограммах (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумом при  $1000\text{--}1010^{\circ}\text{C}$  указывает на присутствие в этих образцах заметного количества каолинита. Кроме того, в глинистой фракции их содержится примесь гидроокислов железа (экзоэффект при  $320\text{--}330^{\circ}\text{C}$ ).

Третья группа термограмм (сравнительно слабо измененных пород) существенно отличается от описанных выше (рис. 34, № 27 и др.); на дифференциальных кривых каолиновые пики отсутствуют, фиксируются два или три эндоэффекта и один экзоэффект в области низких температур. Второй эндоэффект (выделение кристаллизационной воды) в одних случаях протекает более интенсивно, а в других с такой же или несколько меньшей интенсивностью, чем первый; максимумы реакции располагаются в пределах  $600^{\circ}\text{C}$ . Эндоэффект, при  $900\text{--}950^{\circ}\text{C}$ , вызванный окончательной аморфизацией минерала, выражен очень слабо и достаточно отчетливо проявляется лишь на трех термограммах. Кроме того, фиксируются экзоэффекты с максимумами при  $320$ ,  $420$  и  $440^{\circ}\text{C}$ , указывающие на присутствие гидроокислов железа и пирита. В целом эти термограммы характерны для гидрослюдистых глин, однако, по данным рентгеноструктурного анализа, в них присутствуют также смешанослойные образования, монтмориллонит и пиррофиллит.

Для электронно-микроскопического исследования образцы были подобраны с таким расчетом, чтобы охарактеризовать все типы измененных пород с заведомо известным минеральным составом. Нужно отметить, что хорошо образованные монокристаллы, характерные для глинистых минералов гидротермального генезиса, на снимках не фиксируются. Так, по данным дифрактометрии, в интенсивно измененных породах основными глинистыми минералами являются каолинит в смеси с пиррофиллитом и диккитом. Однако на электронно-микроскопических снимках этих образцов почти отсутствуют характерные для каолинита гексагональные чешуйки или их фрагменты, преобладают более или менее изометричные или неправильной формы частицы с резкими контурами. Возможно интенсивное изменение приводит к существенной деформации кристаллов каолинита. Угольные реплики с поверхностей свежих сколов различных типов измененных пород выявляют больше отличительных признаков, характеризующих их микротекстуры. Интенсивно измененные породы отличаются наличием на их поверхности многочисленных микротрещин, создающих своеобразный "морщинистый" рельеф. На снимках реплик менее измененного туфа и порфирита "морщинистость" поверхности выражена меньше, а некоторые участки ее вообще не деформированы. Можно предположить, что своеобразие микротекстур раз-

личных типов пород зависит от интенсивности воздействия гидротерм на их поверхность, т.е. от степени изменения пород вообще.

В результате электронографического исследования ряда образцов установлены следующие параметры ячейки:  $a = 5,16$  кх,  $b = 8,98$  кх,  $c = 19,7$  кх,  $\beta = 95^\circ$ . Расположение рефлексов на первом эллипсе тройками свидетельствует о принадлежности минерала к политипной модификации  $2M_1$ . Отмечаются интенсивные крайние и более слабые средние рефлексы, что объясняется наличием минерала с пиррофиллитовой структурой. Отсутствие дополнительных линий по малой оси, вероятно, объясняется наличием смешанослойного образования типа пиррофиллит-монтмориллонит. Электронографическому анализу были подвергнуты также образцы с породообразующими монтмориллонитом, каолинитом и пиррофиллитом. Однако, вследствие несовершенства структур минералов и сложности минерального состава образцов, установлены лишь параметры "а" и "в". Для образцов с породообразующими монтмориллонитом и пиррофиллитом они имеют соответственно следующие значения:  $a = 5,15$  кх,  $b = 8,96$  кх;  $a = 5,12$  кх,  $\beta = 8,97$  кх.

Глинистые и неглинистые минералы подразделяются на четыре генетические группы: ортомагматогенные, гидротермально-метасоматические, собственно гидротермальные и гипергенные.

К ортомагматогенным относятся: плагиоклазы, кварц (первичный), вулканическое стекло, авгит, гиперстен, диопсид, биотит, оливин, апатит, циркон, рутил, магнетит, ильменит; к гидротермально-метасоматическим — эпидот, пренит, хлорит, серицит (гидрослюда), пиррофиллит, каолинит, диккит, монтмориллонит, неупорядоченный монтмориллонит-пиррофиллит (пиррофиллит-монтмориллонит); к собственно гидротермальным — гипс, целестин, магнезит, кальцит, пирит, возможно, вторичный кварц, опал, халцедон, алуниит. К гипергенным относятся гидроокислы железа (продукт окисления сульфидов), возможно часть каолинита, малахит.

Итак, в слабо измененных порфиритах наиболее важное значение имеет пиррофиллит; почти постоянно присутствуют: смешанослойный пиррофиллит-монтмориллонит, монтмориллонит с однородным составом межслоевых промежутков, гидрослюда (серицит); с ними ассоциируют: плагиоклазы, биотит, пироксены, эпидот, магнетит, гематит, гидроокислы железа. В интенсивно измененных разностях доминирует каолинит (или диккит); в качестве примесей присутствуют: пиррофиллит, гидрослюда, монтмориллонит, реже хлорит и неупорядоченный смешанослойный пиррофиллит-монтмориллонит; из неглинистых минералов (кроме указанных) встречается вторичный кварц.

В слабо измененных туфах наиболее важными компонентами являются монтмориллонит и неупорядоченный смешанослойный пиррофиллит-монтмориллонит. В интенсивно измененных разностях доминирует каолинит, обычной примесью являются гидрослюда и диккит. С указанными глинистыми минералами ассоциируют: измененные обломки пород и вулканическое стекло, вторичный и магматогенный кварц, плагиоклазы, пироксены, циркон, магнетит, гидроокислы железа.

В слабо измененных жильных породах основным глинистым минералом является монтмориллонит; примеси: пиррофиллит, хлорит, каолинит.

Таблица 57

Результаты химического анализа различных типов измененных пород  
Тумаянского месторождения (в процентах)

№ обр.	Наименование пород	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	п.п.п.	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	Каолиновые породы	70,82	2,83	11,88	0,15	6,20	-	1,09	-	3,07	3,23	0,10	0,16	0,05	99,58
2	"	61,57	1,94	9,94	-	17,34	-	0,87	0,26	1,96	5,70	0,51	0,13	0,05	100,27
3	"	78,40	1,91	14,16	-	0,35	-	1,31	-	1,87	2,29	0,18	0,10	0,05	100,27
4	"	68,10	1,28	21,43	0,15	0,35	-	1,38	-	2,46	4,01	0,18	0,16	0,13	99,63
5	"	72,20	1,91	16,71	0,15	1,62	-	1,38	-	1,60	4,00	0,15	0,13	0,08	99,93
6	"	72,97	1,38	15,92	0,15	1,37	-	0,94	0,34	2,39	3,53	0,20	0,10	0,16	99,45
7	"	64,00	1,28	27,76	-	0,51	-	0,87	-	0,71	4,92	0,10	0,16	0,05	100,36
13 <sup>a</sup>	"	39,74	1,05	19,94	0,29	17,27	0,02	2,48	0,22	8,43	4,43	3,74	1,05	1,05	99,71
10	Измененные порфириты														
	и туфы	53,60	0,42	28,48	0,15	7,49	-	0,72	0,24	1,88	7,62	0,10	0,13	0,05	100,88
11	"	50,36	1,22	25,20	0,29	13,96	0,01	0,95	0,34	0,84	7,22	0,23	0,16	-	100,78
12	"	44,98	1,22	24,00	0,15	10,29	-	0,94	0,32	6,06	5,95	3,58	1,25	1,50	100,24
14	"	53,42	0,46	29,77	0,15	1,88	-	1,02	0,21	4,02	3,37	2,84	0,50	2,00	100,24
16	"	56,65	1,48	28,86	0,15	0,60	0,03	0,94	0,29	0,91	5,16	2,78	0,75	1,00	99,60
17	"	58,11	0,69	29,40	0,15	0,60	-	0,87	0,13	1,62	8,10	0,51	0,18	0,08	100,41
18	Измененные жильные														
	породы	51,77	0,66	27,72	0,29	7,07	-	1,82	0,18	3,15	3,91	2,11	0,23	1,00	99,91
43	"	61,41	1,05	22,95	-	5,10	-	1,09	0,38	2,42	4,65	0,70	0,23	0,16	100,14
34	"	48,20	0,39	19,61	0,15	15,90	-	0,72	-	7,39	8,03	0,100	0,08	0,08	100,75
12	"	52,46	1,05	14,43	0,15	19,98	-	0,80	0,25	2,41	7,66	0,71	0,10	0,05	100,05
18 <sup>a</sup>	"	43,17	1,05	21,87	0,15	14,88	0,01	1,22	0,43	7,69	4,42	3,20	1,00	1,12	100,21

Таблица 58

## Содержание малых элементов в интенсивно измененных туфах

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (M) в %	Кларки в изверженных породах среднего состава
Mn	15	0,0003-0,03	0,006	0,016	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Ni	"	0,0003-0,03	0,005	0,011	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,001-0,01	0,003	0,0038	$1 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,1-1	0,45	0,51	0,8
V	"	0,003-0,1	0,02	0,02	$1 \cdot 10^{-2}$
Cr	"	0,0003-0,01	0,003	0,014	$5 \cdot 10^{-3}$
Cu	"	0,0003-0,03	0,052	0,049	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,003-0,03	0,015	0,021	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,01-0,1	0,041	0,056	$6,5 \cdot 10^{-2}$

Таблица 59

## Содержание малых элементов в слабо измененных туфах

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (M) в %	Модальное (Mo) в %	Кларки в изверженных породах среднего состава
Mn	10	0,001-0,1	0,016	0,021	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Ni	"	0,003-0,01	0,002	0,0028	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,001-0,01	0,002	0,002	$1 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,1-0,3	0,2	0,24	0,8
V	"	0,01-0,03	0,014	0,018	$1 \cdot 10^{-2}$
Cr	"	0,001-0,003	0,002	0,0025	$5 \cdot 10^{-3}$
Cu	"	0,001-0,03	0,013	0,013	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,01-0,1	0,042	0,048	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,01-0,03	0,015	0,021	$6,5 \cdot 10^{-2}$

Таблица 60

Результаты пересчета средних содержаний окислов в порфиритах и жильных породах  
(свежих и измененных) в соответствующие атомные количества

Окислы	Содержание в % в пересчете на сухое вещество				Элементы	Содержание в пересчете на 160 атомов кислорода при постоянном значении Al в свежих породах		Вынос и принос катионов в процессе изменения, считая содержание Al постоянным	Содержание в пересчете на 160 атомов кислорода при постоянном значении Al в свежих породах		Вынос и принос в процессе изменения, считая содержание Al постоянным
	Порфирит свежий	Порфирит измененный	Жильная порода свежая	Жильная порода измененная		Порфирит свежий	Порфирит измененный		Жильная порода свежая	Жильная порода измен.	
SiO <sub>2</sub>	70,48	64,61	56,97	52,01	Si	53,73	31,38	-22,35	38,11	29,85	-8,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,08	28,73	23,18	26,85	Al	18,94	18,94	-	18,26	18,28	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	2,81	18,79	15,14	Fe <sup>3</sup>	3,03	1,02	-2,01	9,45	6,57	-2,88
FeO	0,16	0,13	0,18	0,28	Fe <sup>2</sup>	0,10	0,05	-0,05	0,09	0,13	+0,04
MgO	0,11	0,23	не обн.	0,32	Mg	0,12	0,16	+0,04	-	0,27	+0,27
CaO	1,22	1,03	0,85	2,13	Ca	1,00	0,53	-0,47	0,61	1,31	+0,70
MnO	сл.	сл.	сл.	0,01	Mn	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,54	0,09	0,88	Na	0,22	0,50	+0,28	0,11	0,98	+0,87
K <sub>2</sub> O	0,06	0,87	0,09	1,23	K	0,05	0,53	+0,48	0,11	0,90	+0,79
п.п.п.	2,10	2,90	8,73	7,43	H(п.п.п.)	10,66	9,39	-1,27	38,94	28,61	-10,33
H <sub>2</sub> O	5,08	5,83	9,49	4,92	(H)	25,82	18,88	-6,94	42,33	18,94	-23,39
H <sub>2</sub> O	0,17	1,85	0,11	3,50	(-H)	0,86	5,98	-5,12	0,49	13,47	+12,98

(в интенсивно измененных разностях значение последних возрастает); с ними ассоциируют: пироксены, роговая обманка, магнетит, пирит, циркон, рутил, гипс, целестин.

В существенно монокварцевых породах основными компонентами являются каолинит и пиррофиллит, реже гидрослюда; в качестве постоянной примеси присутствует диккит; с ними ассоциируют: кварц (вторичный и магматогенный), алунит, циркон, апатит, гидроокислы железа. Полному силикатному анализу были подвергнуты свежие и интенсивно измененные порфириды, туфы и жильные породы (табл. 57). Результирующая табл. 60 дает представление о балансе вещества в процессе гидротермального изменения пород.

Содержания малых элементов в различных типах пород, как правило, не превышают соответствующие кларки в изверженных породах среднего состава (табл. 58, 59). Исключение составляют: Co (в жильных породах), Cu (во всех типах пород, особенно порфиридах), Ni (в интенсивно измененных туфах и жильных породах). Наблюдаемые аномалии в одних случаях обусловлены геохимической специализацией пород (Co, Ni возможно Cr), в других — специализацией растворов (Cu, Sr, V) и степенью подвижности элементов в гидротермальном процессе (V, Ti).

#### Вулканогенно-осадочная грубообломочная формация (верхний эоцен)

Отложения вулканогенно-осадочной формации развиты в гребневой полосе Памбакского, Арегунийского, Базумского хребтов, в бассейнах рек Блдан, Агарцин, Гетик, Марцигет. Здесь они представлены в основном эффузивными породами среднего и кислого состава, их пирокластическими дериватами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. В крайней северной части Севано-Ширакского синклинория распространены песчано-глинистые отложения. Мощность формации достигает 1500 м.

Глины встречаются исключительно в Степанаванском районе, в разрезе у села Шахназар, где на их долю приходится до 20% объема формации. Глинистые пачки мощностью 6–15 м слагают нижнюю часть разреза. Местами тонкие прослой чередуются с полевошпатовыми граувакками. Глины желтовато-серые и серые, массивные, плотные, реже сланцеватые и комковатые. Среднее содержание фракции < 0,001 мм составляет 56%, 0,001–0,01 мм — 24,5%, 0,01–0,1 мм — 15%, > 0,1 мм — 4,5%. Карбонатность колеблется в пределах 0–3%. Структура мегапелитовая, алевропелитовая, реликтовая туфовая (литокластическая, литокристаллокластическая); текстура беспорядочная, реже ориентированная, обусловленная субпараллельным расположением сплюснутых осколков вулканического стекла, чешуек биотита, удлиненных мелких кристаллов плагиоклаза и развитием гидроокислов железа вдоль сланцеватости. Крупные пирокласты составляют около 30% объема породы; они представлены обломками пород, вулканическим стеклом, плагиоклазом. Отмечены также мелкие чешуйки биотита и хлорита, роговая обманка, пироксены, циркон, кварц. Плагиоклазы зонального строения серицитизированы и карбонатизированы. Обломки пород почти нацело замещены глинистым и кварц-полевошпатовым веществом, иногда хлоритом. Связующая стекловатая

масса также полностью перерождена в слабо поляризующее глинистое вещество. Иногда по цементирующему пепловому материалу развивается анальцит. Пироксены и минерал оливиновых очертаний замещены желтовато-зеленым хлоритоподобным веществом, часто проникающим в микротрещины. Некоторые разности замещены в основном кварц-серицитовым агрегатом, пирокластик в них распознается трудно, по-видимому, они представляют собой полностью перерожденный туф. Характерны интенсивная лимонитизация и умеренная карбонатизация основной массы, иногда маскирующие детали строения и состава породы.

Иммерсионным методом в крупной фракции установлены интенсивно измененные вулканические стекла и полевые шпаты (95-100% легкой фракции), плагиоклазы (1-5%), гидроокислы железа (15-60% тяжелой фракции), магнетит (5-20%), гематит (1-10%), авгит (5-60%), обыкновенная роговая обманка (1-40%), циркон (0,5-10%), гиперстен, эпидот. Из глинистых минералов установлены хлорит, монтмориллонит и гидрослюда.

Хлорит является породообразующим минералом, в некоторых образцах содержание его достигает 50-70% глинистой фракции. Хлорит железистый, триоктаэдрического типа. На рентгенограммах фиксируются базальные отражения с  $d = 14,7\text{Å}$ ,  $4,7\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ , которые исчезают после обработки в HCl; отражения первого и второго порядка с  $d = 14,2\text{Å}$  и  $7,2\text{Å}$  сохраняются на рентгенограммах прокаленного образца. Отражения второго и четвертого порядка сильнее отражений первого и третьего порядка.

Монтмориллонит в глинистой фракции многих образцов является единственным породообразующим минералом. В качестве второстепенной примеси в этих образцах присутствует железистый хлорит. Встречаются Na- и Ca-монтмориллониты: на рентгенограммах природных образцов фиксируются базальные отражения с  $d = 12,6\text{Å}$  и  $14,2\text{Å}$ . После насыщения образцов глицерином -  $d(001)$  увеличивается до  $17,7\text{Å}$ , после прокалывания сокращается до  $10\text{Å}$ . Монтмориллонит диоктаэдрический -  $d(060) = 1,492\text{Å}$ ; после кипячения в HCl не растворяется. В результате электронографического исследования образца с породообразующим монтмориллонитом получены следующие параметры элементарной ячейки:  $a = 5,17 \text{ кх}$ ,  $b = 8,96 \text{ кх}$ ,  $c = 10,1 \text{ кх}$ ,  $\beta = 100^\circ 5$ .

Гидрослюда присутствует почти постоянно в качестве примеси, составляет примерно 10% глинистой фракции. На рентгенограммах природных образцов фиксируются слабые отражения с  $d = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$ ; после насыщения и прокалывания образцов указанные рефлексы сохраняются. Кривые нагревания ряда образцов (рис. 35, №№ 1803, 1802) типичны для монтмориллонитовых глин. Первый эндозффект, вызванный выделением слабосвязанной воды, выражен весьма интенсивно и имеет максимум при  $140-150^\circ\text{C}$ . Второй и третий эндозффекты (выделение "ОН"-групп и аморфизация минерала) выражены значительно слабее и имеют максимумы соответственно при  $600$  и  $860^\circ\text{C}$ . На термограммах глин с породообразующим хлоритом и примесью монтмориллонита фиксируются два эндозффекта с максимумами при  $160$  и  $600^\circ\text{C}$ . Первый эндозффект на этих кривых выражен значительно слабее. На электронно-микроскопических снимках суспензий фиксируются частицы неопре-

Таблица 61

Результаты химического анализа глин вулканогенно-осадочной грубообломочной формации

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1802	56,64	0,40	16,59	4,26	0,14	0,02	2,17	2,04	8,15	5,33	1,30	3,0
1803	63,21	0,40	14,28	3,57	0,29	-	2,07	3,00	6,20	5,04	0,83	1,90
1803а	54,80	0,50	16,23	3,44	0,31	-	2,25	3,21	8,88	6,71	2,04	1,38
1801	58,78	0,40	16,22	4,01	0,25	0,03	3,01	2,04	7,11	5,25	1,24	1,67
1802а	58,16	0,50	15,48	5,04	0,56	0,02	2,14	1,91	6,38	6,35	1,52	1,29

Таблица 62

Содержание малых элементов в глинах вулканогенно-осадочной грубообломочной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (М) в %	Модальное (Мо) в %	Кларки в осадочных глинах
Mn	166	0,003-0,03	0,006	0,0062	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	-"	0,003-0,01	0,005	0,0048	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	-"	0,003-0,01	0,008	0,008	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	-"	0,3-0,8	0,58	0,60	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	-"	0,01-0,03	0,02	0,022	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	-"	0,003-0,01	0,005	0,006	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	-"	0,02-0,03	0,026	0,024	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Sr	-"	0,003-0,01	0,004	0,0054	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	-"	0,01-0,03	0,028	0,028	$8 \cdot 10^{-2}$

деленной формы и различной плотности. Монтмориллонитовые глины характеризуются повышенным содержанием магния (табл. 61). Большое количество SiO<sub>2</sub> в некоторых образцах объясняется присутствием свободного кремнезема. Содержания малых элементов не превышают соответствующие кларки в осадочных глинах (табл. 62).

Подзона Приереванского прогиба и Вайоцдзорского синклиория

Приереванский прогиб представляет собой крупный грабен-синклиорий, выполненный осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями палеогена-неогена мощностью около 5000 м (А. А. Габриелян, 1959). Вероятно, фундаментом его служит эопалеозойский метаморфический комплекс, вскрытый скважинами под отложениями эоцена вдоль западного борта прогиба.

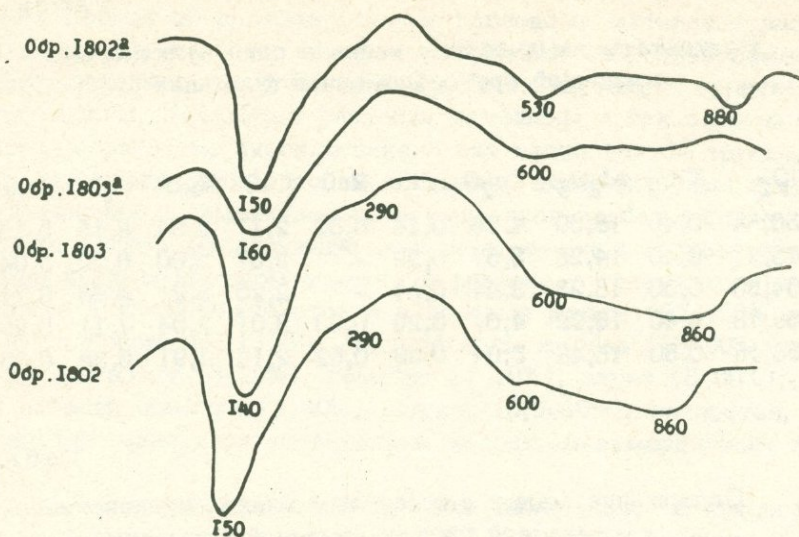


Рис. 35. Термограммы глин вулканогенно-осадочной грубо-обломочной формации Севано-Ширакской зоны.

Отложения Приереванского прогиба образуют два структурных подъяруса - нижний и верхний; первый выражен осадочными и вулканогенно-осадочными породами эоцена-олигоцена, второй - терригенно-эвапоритовыми образованиями миоцена.

Вайоцдзорский (Вайкский) синклинорий состоит из ряда антиклинальных и синклинальных складок северо-западного и широтного простирания, сложенных в основном палеогеновыми отложениями. В ядрах этих структур обнажаются породы верхнего палеозоя, триаса, мела. В восточной части синклинория распространены преимущественно вулканогенные породы, которые к западу сменяются вулканогенно-осадочными и затем - осадочными образованиями. В этом же направлении отмечается значительное сокращение мощностей палеогеновых отложений.

В контуре этих структур, как и на значительной площади Севано-Ширакского синклинория, в объеме палеогеновых отложений распространены преимущественно флишевые и шпировые формации.

#### Флишевая формация (эоцен)

На некоторых участках, в частности, в синклинальных прогибах, флишевые образования эоцена составляют единый комплекс с дат-палеоценовым флишем. Однако, имея в виду региональный (для Малого Кавказа) перерыв, имевший место на рубеже поздне мелового и эоценового времени, целесообразно, по-видимому, расчлнить флишевые отложения на две самостоятельные формации - дат-палеоценовую и эоценовую. В свою очередь, эоценовая флишевая формация подразделяется на три субформации: терригенно-карбонатную ( $Pg_2^1$ ), пирокласто-осадочную ( $Pg_2^2$ ), карбонатно-терригенную ( $Pg_2^{2-3}$ ). В пределах Вайоцдзорского синкли-

нория разрезы флишевой формации насыщены вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Этим они отличаются от разрезов Приереванского прогиба, где осадочные отложения неравномерно обогащены лишь пирокластическим материалом, количество которого убывает в направлении с востока на запад. Различие это объясняется, очевидно, близостью центров вулканизма к Вайоцдзорскому синклинию. Вместе с тем, в пределах обеих структур эоценовые отложения представляют единую флишевую формацию, почему целесообразно описать их совместно, ограничиваясь указанием в соответствующих местах на сходство и различие глинистых пород в каждой подзоне.

#### Терригенно-карбонатная флишеидная субформация (нижний эоцен)

Отложения субформации в Приереванской подзоне обнажаются на левом берегу р. Азат, в районе сел Зовашен, Чатма; вскрыты также скважинами 30, 14, 31 (Шорахбюр, Раздан). В Вайоцдзорском синклинии они распространены в районе сел Арени, Гандзак, Ахкенд, Таратумб, Барцруни; встречаются в разрезах ряда скважин в районе сел Заритап, Мартирос. Мощность субформации составляет здесь 300 м, в Приереванском прогибе - 200 м.

Глины ассоциируют с полимиктовыми песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками. В Приереванском прогибе они составляют около 30% объема субформации, в Вайоцдзоре распространены меньше. Обычно глины образуют пласты мощностью 0,5-1, реже 2-4 и более метров. Они очень плотные, массивные, оскольчатые, реже слоистые; цвет серый, желтовато-серый, темно-серый. На поверхности глинистых пластов отмечены фукоиды, гиероглифы. Глины содержат остатки фауны (нуммулиты, фораминиферы), флоры, споры и пыльцу вечнозеленых миртовых, папоротников и др. Карбонатность колеблется в широких пределах - от 5 до 30%. Гранулометрический состав: фракция  $< 0,001$  мм - 52%; 0,001-0,01 мм - 27%, 0,01-0,1 мм - 15%;  $> 0,1$  мм - 5%. Глины Вайоцдзора характеризуются более высоким содержанием псаммитовой и алевроитовой фракций.

Структура глин алевропелитовая, лептопелитовая, псаммопелитовая; текстура беспорядочная, реже пятнистая и слабоориентированная. Частицы песчано-алевроитовой размерности представлены плагиоклазами (~60%), обломками эффузивных пород среднего и основного состава (15-20%), кварцем (~5%), вулканическим стеклом (5-10%), реже цирконом, биотитом, зеленой слюдой, амфиболами и пироксенами. Плагиоклазы серицитизированы и кальцитизированы; биотит обычно свежий, иногда ожелезнен и хлоритизирован; стекловатая часть обломков пород хлоритизирована, вулканическое стекло частично раскристаллизовано.

В глинистой основе почти постоянно встречаются раковины фораминифер, ядра которых замещены окисленным пиритом, глинистым веществом, иногда зеленой слюдой, а края - перекристаллизованным кальцитом. Глинистая масса пронизана гидроокислами железа и тонкодисперсным кальцитом. Из неглинистых минералов иммерсионным мето-

дом установлены магнетит (20% тяжелой фракции), пирит (до 10%), ильменит + хромит (~10%), гидроокислы железа (до 100%), авгит, роговая обманка об., эпидот, циркон, бесцветные и розовые гранаты, турмалин, сфен, барит, целестин (до 30%), полевые шпаты (до 30% легкой фракции), вулканическое стекло кислого и среднего состава (до 10%), обломки пород (до 90%). Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, смешанослойный Г-М, хлорит, гидрослюда, каолинит.

Гидрослюда в глинах Приереванского прогиба составляет около 30%, в разрезах скважин 3 и 45 (Вайоцдзор) достигает 70% фракции  $< 0,001$  мм. Устанавливается по отражениям с  $d = 10\text{Å}, 5\text{Å}, 3,33\text{Å}$ , которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. Структура минерала диоктаэдрическая —  $d(060) 1,50\text{Å}$ , модификации  $2M_1$ ; параметры ячейки (образцы из скважин 3 и 45, Вайоцдзор):  $a = 5,17\text{Å}, b = 8,98\text{Å}, c = 20,75\text{Å}, \beta = 95,24^\circ$ .

На кривых нагревания гидрослюдистых глин фиксируются (рис. 36) слабые эндозффекты при 100 и  $840^\circ\text{C}$ . Реакция, связанная с выделением OH-групп, как правило, не проявляется. Характерно наличие растянутого экзотермического пика с максимумом при  $350\text{--}400^\circ\text{C}$ , который, по-видимому, указывает на примесь хлорита.

Монтмориллонит в глинах разрезов Даштлу-Кетуз, Чобандара является основным минералом, составляет 60–70% глинистой фракции. Кривые нагревания образцов из этих разрезов типичны для монтмориллонитовых глин (рис. 36, №№ 3/54, 61 и др.). На них фиксируется весьма интенсивный эндозффект (выделение адсорбционной воды) и еще две или три более слабые реакции, связанные с удалением OH-групп и аморфизацией минерала. Базальный рефлекс с  $d(001) 14\text{--}15\text{Å}$  после насыщения образцов глицерином возрастает до  $d \sim 17\text{Å}$ , после прокаливания сокращается до  $d \sim 10\text{Å}$ . Монтмориллонитовые отражения, по сравнению с другими, значительно более интенсивны. На снимках суспензий обычно фиксируются агрегированные частицы с нечеткими контурами ограничения. Минерал диоктаэдрический, модификации  $1M$ , параметры элементарной ячейки:  $a = 5,16$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10$  кх,  $\sim 100^\circ$ . Структура несовершенная, взаимная ориентация слоев неупорядоченная.

Смешанослойный Г-М в глинах Приереванского прогиба иногда составляет около 40% фракции  $< 0,001$  мм; меньше встречается в глинах Вайоцдорского синклиория. На дифрактограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется нерациональная серия базальных отражений с  $d = 17,6\text{Å}, 9,3\text{Å}, 5,8\text{Å}$  и др. После прокаливания возникает сильный рефлекс с  $d(001) = 10\text{Å}$ . Чередование слюдистых (~30%) и монтмориллонитовых (~70%) слоев неупорядоченное. Сходный минерал (с указанным соотношением подвижных и неподвижных слоев) описан Брауном (1963). Кривые нагревания этих образцов (рис. 36, № 183) внешне не отличаются от термограмм монтмориллонитовых глин.

Хлорит и каолинит в сумме составляют около 30% глинистой фракции, причем первый встречается почти постоянно и в большем количестве. Наличие хлорита фиксируется по отражению с  $d = 14\text{Å}$ , которое не изменяется после термообработки и насыщения образцов глицерином.

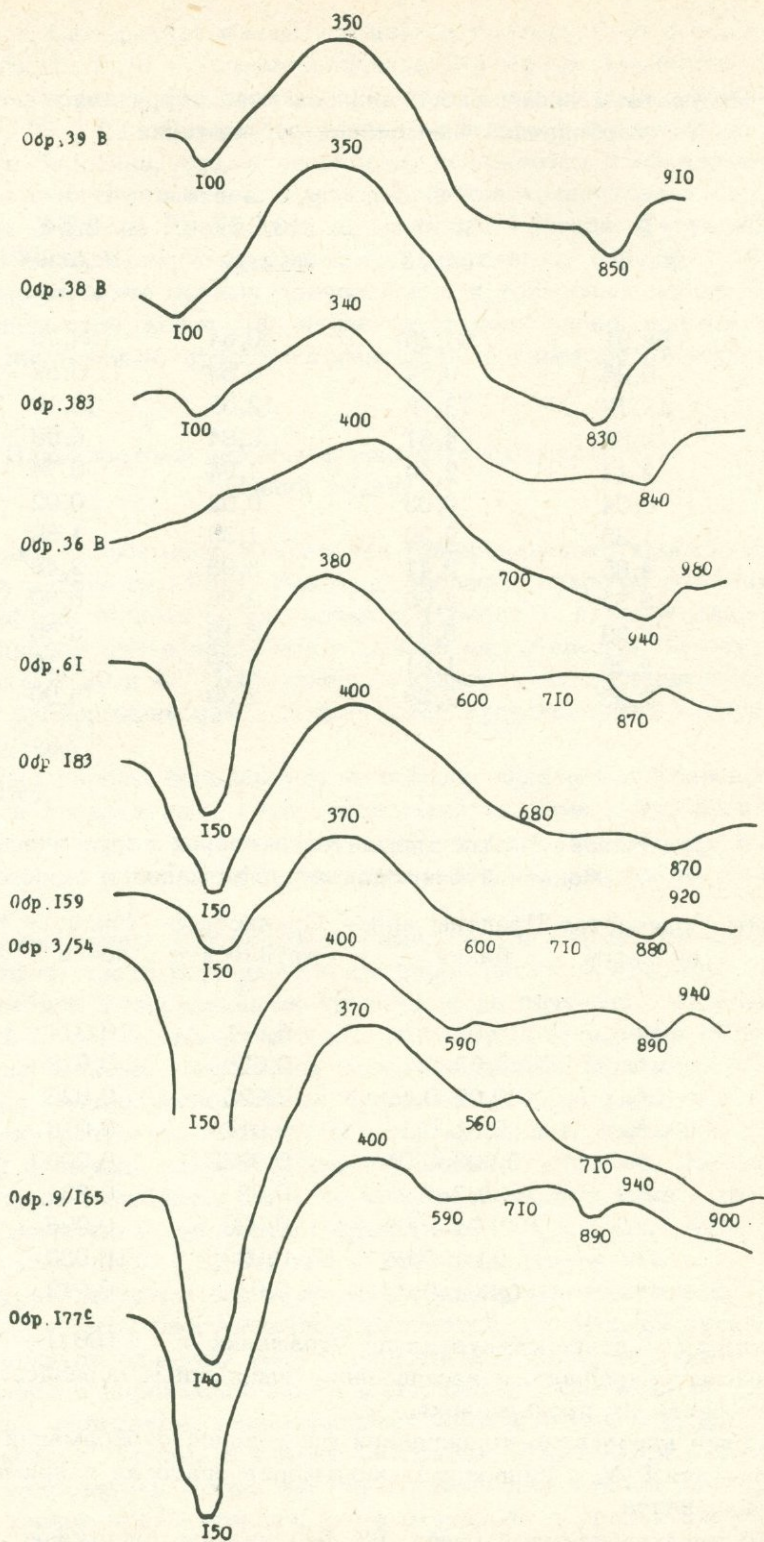


Рис. 36. Термограммы глин терригенно-карбонатной флишовой субформации.

Результаты химического анализа глин терригенно-карбонатной флишоидной субформации

Окислы	С о д е р ж а н и е в %				
	39 В скв. 3	38 В скв. 3	10/177 Кетуз	3/54 Чобан- дара	383/2844, скв.45
SiO <sub>2</sub>	58,01	61,25	60,64	54,76	54,60
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,74	0,85	0,82	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,79	13,78	12,58	16,10	12,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,53	4,81	5,94	6,68	7,70
FeO	2,12	2,44	1,94	0,74	3,54
MnO	0,04	0,03	0,02	0,02	-
CaO	1,35	2,20	1,35	1,89	3,19
MgO	4,65	2,41	3,93	2,48	2,72
Влага	3,52	3,00	2,96	6,50	6,06
n.n.n.	6,39	5,47	6,15	6,55	4,68
Na <sub>2</sub> O	2,20	1,91	1,70	1,15	1,0
K <sub>2</sub> O	2,30	2,58	2,30	3,00	2,10

Таблица 64

Содержания малых элементов в глинах терригенно-карбонатной флишоидной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы коле- баний	Среднеариф- метическое в %	Модаль- ное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	18	0,03-0,1	0,071	0,074	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,03-0,1	0,068	0,070	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,02-0,1	0,025	0,025	$6,7 \cdot 10^{-3}$
Ni	"	0,01-0,1	0,014	0,016	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,003-0,01	0,0059	0,0060	$2 \cdot 10^{-1}$
Ti	"	0,7-1	0,88	0,83	$4,5 \cdot 10^{-3}$
V	"	0,01-0,03	0,026	0,026	$9 \cdot 10^{-2}$
Cr	"	0,01-0,04	0,029	0,030	$1 \cdot 10^{-3}$
Cu	"	0,001-0,03	0,014	0,012	$5,4 \cdot 10^{-3}$

Каолинит диагностируется по отражению с  $d(001) \sim 7\text{Å}$  на рентгенограммах природного и насыщенного глицерином образцов, которое исчезает после их прокаливании.

Для глин карбонатно-терригенной флишоидной субформации характерна ассоциация Г-М - гидрослюда-монтмориллонитовая с примесью хлорита и каолинита.

Глины характеризуются (табл. 63, 64) низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и высоким - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO. Повышенное содержание SiO<sub>2</sub> в глинах разрезом скв. 3 и Кетуз объясняется наличием в них свободного кремне-

зема. MgO и K<sub>2</sub>O распределены в глинах в соответствии с содержанием в них гидрослюды и монтмориллонита. Из малых элементов повышенные концентрации (по сравнению с соответствующими кларками) образуют Sr, Ti, Cu. Первый характерен для всего поздне мелового-палеогенового бассейна, что, в частности, выражается в образовании здесь аутигенного целестина. Эпигенетические концентрации целестина обнаружены в районе Ераносской антиклинали (Сатиан, Степанян, Мкртчян, 1968). Высокое содержание Ti в глинах, очевидно, объясняется размывом более зрелых палеозойских и триасовых пород. Вопрос о повышенном содержании Cu не решается однозначно, возможно, это связано с интрузиями, прорывающими на ряде участков палеогеновые отложения.

#### Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен)

Отложения субформации в пределах Приереванского прогиба распространены в районе сел Гохт, Байбурт, Зовашен, вскрыты скважиной у села Вохчаберд. Мощность их составляет около 1100 м. В Вайоцдзорском синклинии они обнажаются в районе сел Малишка, Гер-гер, вскрыты скважинами 20 и 45 (Вайоцдзор). Мощность их достигает 1300 м. В разрезе субформации здесь встречаются вулканогенные и пирокластические породы.

Глинистые породы ассоциируют с туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и представлены известковистыми глинами и туфоаргиллитами, составляющими около 30% мощности субформации. Мощность глинистых прослоев обычно колеблется в пределах 0,04-2 м, иногда достигает более 5 м.

Глинистые породы желтовато-зеленые, светло-серые, темно-серые, очень плотные, часто оскольчатые со скорлуповатым изломом. Породы нередко разбиты диагональными трещинами на плитчатые отдельности размером 2-5 см. В туфоаргиллитах отмечаются кольцевые выделения гидроокислов железа. Иногда они содержат мелкие включения пирита, встречаются гнезда, выполненные буровато-зеленым хлоритом, отмечены отпечатки растений, имеются остатки нуммулит, фораминифер, остракод, споры и пыльца папоротников, цикадовых, гинковых. Карбонатность туфоаргиллитов колеблется от 1 до 20%, известковых глин - от 20 до 35%. Гранулометрический состав: фракция < 0,001 мм составляет 47%, 0,001-0,01 мм - 24%, 0,01-0,1 мм - 15%, > 0,1 мм - 14%.

Структура глинистых пород лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая, слабоориентированная. В туфоаргиллитах основная масса представлена перерожденным в глинистое вещество пирокластическим материалом; участками она замещена хлоритом, кальцитом, гидроокислами железа, что и определяет пятнистую текстуру породы. В глинистой основе встречаются известковые раковины микрофауны. Форма частиц песчано-алевритовой размерности преимущественно полуокатанная, реже окатанная и угловатая; они представлены полевыми шпатами, кварцем, мусковитом, биотитом, авгитом,

гиперстеном, роговой обманкой об., вулканическим стеклом, хлоритом, эпидотом. Указанные минералы встречаются и в известковистых глинах, но значительно реже. В них тонкодисперсный карбонатный материал полностью затушевывет детали строения и состава глинистой основы.

По данным иммерсионного анализа, наиболее распространенными неглинистыми минералами являются магнетит (3–50% тяжелой фракции), пирит (до 60%), гидроокислы железа (5–90%), авгит (до 50%), гематит (0,5–10%), биотит (0,5–25%), циркон (2%), эпидот (2%), гранаты (1%), аутигенные барит и целестин (р–30%), полевые шпаты (главным образом плагиоклазы – до 30% легкой фракции), обломки пород (до 20%; в основном представлены эффузивными породами среднего состава), вулканическое стекло среднего и кислого состава (до 10%).

Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, хлорит, гидрослюда.

Монтмориллонит является порообразующим минералом в глинах Приереванского прогиба; содержание его достигает 80% глинистой фракции. В глинах Вайоцзорского синклиория он, наряду с хлоритом и гидрослюдой, также является одним из основных компонентов – составляет около 30% фракции  $< 0,001$  мм. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется по серии базальных рефлексов  $s\ d(001) = 17,7-17,9\text{Å}$  и т.д. Минерал диоктаэдрический,  $d(060) \sim 1,49-1,50\text{Å}$ ; кипячение в  $\text{HCl}$  не влияет на его структуру: октаэдры заселены главным образом  $\text{Al}$ . Относится к модификации 1М; параметры ячейки:  $a = 5,17\text{Å}$ ,  $b = 8,96-8,97\text{Å}$ ,  $c = 9,57-9,78\text{Å}$ ;  $\beta = 100^\circ$ . На снимках суспензий неагрегированные частицы имеют неопределенную форму и нечеткие контуры ограничения. Большинство термограмм глин Приереванского прогиба и некоторые Вайоцзорского синклиория характерны для монтмориллонитов (рис. 37). Весьма интенсивный первый эндозэффект (выделение адсорбированной воды) имеет максимум при  $140-150^\circ$ . У некоторых образцов разрушение  $\text{OH}$ -групп происходит в два этапа, соответственно эндозэффект имеет два максимума – при  $590-600^\circ$  и  $700-720^\circ\text{C}$ . Эндотермическая реакция, связанная с аморфизацией минерала, протекает слабо и имеет максимум при  $880-900^\circ\text{C}$ .

Хлорит в глинах Вайоцзорского синклиория нередко составляет 50% глинистой фракции, а в глинах Приереванского прогиба – не более 30%. Диагностируется по наличию на рентгенограммах природных и обработанных образцов серии базальных рефлексов  $s\ d(001) \sim 14\text{Å}$  и др. Минерал триоктаэдрического типа, растворяется при кипячении в  $\text{HCl}$ ; линия  $s\ d(060)$  совпадает с отражением  $d = 1,54$  для кварца. Установить все параметры ячейки не удалось, определены  $a = 5,3\text{Å}$  и  $b = 9,26\text{Å}$ .

На снимках суспензий фиксируются неопределенной формы крупные и плотные агрегаты. На термограммах глин со значительным содержанием хлорита усиливается интенсивность экзозэффекта при  $350-400^\circ\text{C}$ , а выделение гидроксильной воды происходит в два этапа. Только термограмма одного образца (рис. 37, № 2492) из скв. 30 (Вайоцзор) типична для железистого хлорита, близкого к тюрингиту.

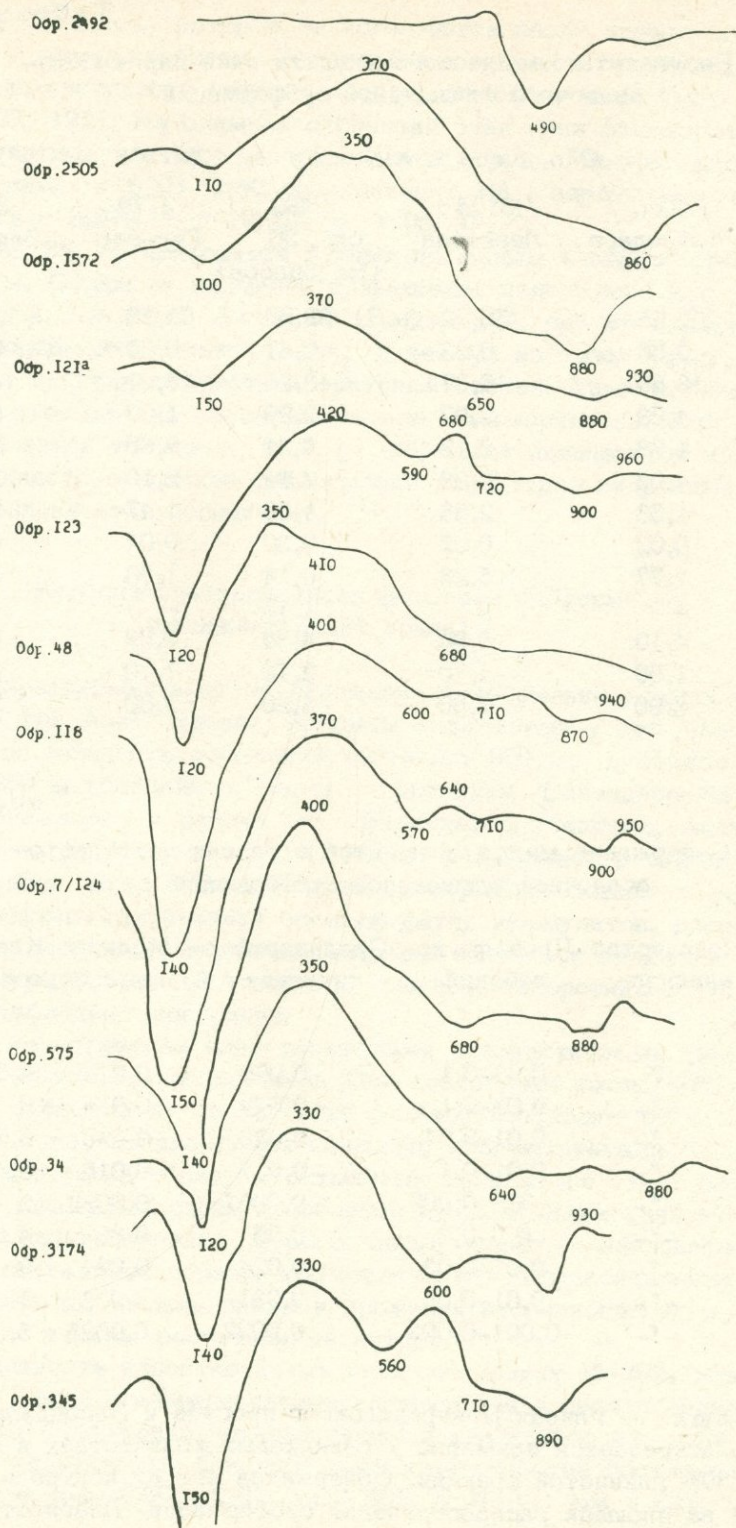


Рис. 37. Термограммы глин пирокласто-осадочной субформации.

Таблица 65

Результаты химического анализа глин пирокласто-  
осадочной флишоидной субформации

Окислы	С о д е р ж а н и е в %				
	7/121, Чобандара	3174 Лернаван	2492 скв. 30 (Вайоцдзор)	2779 Гер-гер	345 Заритап
SiO <sub>2</sub>	62,55	58,72	58,50	63,98	52,01
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,45	0,47	0,65	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	16,67	13,95	18,01	18,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	2,37	2,99	1,60	5,43
FeO	1,38	0,15	5,31	2,80	2,64
CaO	4,06	2,98	2,84	2,10	2,44
MgO	1,53	2,55	1,09	1,47	3,33
MnO	0,02	0,02	0,30	0,04	0,03
	1,77	5,26	0,14	1,76	5,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	1,15	-	-
п.п.п.	4,10	5,00	4,34	4,02	5,05
Na <sub>2</sub> O	1,90	1,70	2,70	1,70	2,28
K <sub>2</sub> O	3,90	2,50	4,20	2,60	2,47

Таблица 66

Содержание малых элементов в глинах пирокласто-  
осадочной флишоидной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы ко- лебаний	Среднеарифме- тическое в %	Модаль- ное в %	Кларки в осадочных глинах
Si	17	0,03-0,1	0,075	0,074	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,03-0,1	0,072	0,074	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,01-0,04	0,026	0,030	$6,7 \cdot 10^{-3}$
Ni	"	0,01-0,1	0,017	0,015	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,003-0,009	0,0067	0,0062	$2 \cdot 10^{-1}$
Ti	"	0,5-0,9	0,65	0,66	$4,5 \cdot 10^{-3}$
V	"	0,01-0,03	0,024	0,024	$9 \cdot 10^{-2}$
Cr	"	0,01-0,04	0,031	0,033	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,001-0,003	0,0022	0,0025	$5,4 \cdot 10^{-3}$

Гидрослюда в глинах Приереванского прогиба и Вайоцдзорского синклинория встречается примерно в одинаковых количествах и составляет около 30% глинистой фракции. Содержание его не контролируется в разрезе и на площади распространения субформации. Диагностируется на рентгенограммах природных образцов по базальным рефлексам с

$d = 10\text{Å}$ ,  $5\text{Å}$  и т.д., которые не изменяются после насыщения их глицерином и термообработки. Существенная примесь гидрослюды отражается на интенсивности первого эндотермического пика (рис. 37, №№ 2505, 1572, 121). На снимках суспензий этих глин фиксируются в основном плотные частицы неопределенной формы. Минерал диоктаэдрического типа,  $d(060) 1,50$ , модификации  $2M_1$ , параметры ячейки:  $a = 5,17\text{Å}$ ,  $b = 8,97\text{Å}$ ,  $c = 19,0\text{Å}$ ,  $\beta = 95^\circ 10'$ .

В табл. 65, 66 приводятся данные по малым и порообразующим элементам. Обращает внимание повышенное содержание  $K_2O$  в глинах из разрезов Чобандара и скв. 30 (Вайоцдзор); они же характеризуются низким содержанием влаги,  $Al_2O_3$  и весьма высоким —  $FeO$ , что указывает на их гидрослюдисто-хлоритовый состав. Химизм глин других разрезов отражает их преимущественно монтмориллонитовый состав. Из микроэлементов только Sr, Ti и Cr образуют повышенные концентрации. Для пирокласто-осадочной субформации характерна гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая ассоциация.

#### Карбонатно-терригенная флишевая субформация (средний-верхний эоцен)

В Приереванском прогибе отложения субформации распространены в бассейнах рек Азат, Раздан, вскрыты скважинами у сел Мхчян и Вохчаберд, где мощность отложений достигает 900 м; в обнажениях составляет 850 м (бассейн р. Азат). В пределах Вайоцдзорского прогиба они обнажаются в районе сел. Ехегнадзор, Малишка, Ахавнадзор, Элин, Ринд, вскрыты скв. 33 (Вайоцдзор). Мощность отложений составляет здесь около 600 м. Породы субформации содержат (преимущественно в нефлишевых пачках) богатую фауну нуммулитов, дискоциклин, гастропод, пеллеципод, кораллов, морских ежей; они включают споры и пыльцу покрытосемянных, хвойных, плаунов, папоротников (Я. Б. Лейе, 1962); преобладают последние.

Глины представлены известковистыми и известковыми (приближающимися к мергелям) разностями. Они составляют около 40% общей мощности субформации (в бассейне р. Азат достигают 60%). Глины ассоциируют с известняками, песчаниками, конгломератами, гравелитами, вместе с которыми образуют ритмичные (флишевого типа) наложения. Мощность глинистых слоев колеблется от нескольких сантиметров до 1 м. Глины очень плотные, серого, светло-серого, зеленовато-серого цвета. В обнажениях образуют угловатые или эллипсоидальные отдельности. Включают мелкие линзы и прожилки вторичного гипса, гнезда окисленного вирита, растительный детрит.

Карбонатность известковистых глин составляет 15–20%, известковых — 30–40%. Глины преимущественно алевритовые и песчано-алевритовые. Повышенное содержание крупных фракций характерно для глин Вайоцдзорского синклиория. Средний гранулометрический состав глин:  
 $< 0,001$  мм — 28%,  $0,001$ – $0,01$  мм — 46%,  $0,01$ – $0,1$  мм — 22%,  $> 0,1$  мм — 4%.

В известковистых глинах карбонатное вещество распределено в породе равномерно. Структуры в основном алевропелитовые, текстуры беспорядочные. В глинистой массе много гидроокислов железа (примазки, пятна, скопления), мелких стяжений пирита. Встречаются растительные остатки с вкрапленниками пирита, споры, пыльца, кремнистые и известковистые раковины фораминифер. Ядра последних нередко заполнены окисленным пиритом, хлоритом, зеленой слюдой, гидроокислами железа. Частицы песчано-алевритовой размерности представлены плагиоклазом, обломками пород, реже вулканическим стеклом, биотитом, кварцем. Форма зерен угловатая, полуокатанная. Плагиоклазы серицитизированы и карбонатизированы, обломки пород хлоритизированы. В известковых глинах карбонатное вещество образует сгустки и скопления, которые нередко представлены мелкозернистым перекристаллизованным кальцитом. Для них характерна пятнистая текстура основной массы и мегапелитовая структура.

Иммерсионным методом в крупной фракции глин установлены плагиоклазы (до 20% легкой фракции), свежие обломки пород – порфиристов, гранитоидов, кварцитов, глинистых и слюдистых сланцев, силицитов (до 15%), вулканическое стекло (до 10%), кварц (до 6%), биотит, мусковит, зеленая слюда, измененные полевые шпаты и обломки пород (до 90%); в тяжелой фракции встречаются магнетит (до 30%), гематит (до 20%), гидроокислы железа (~30%), пирит (до 20%), биотит (до 20%), в меньших количествах – эпидот, роговая обманка об., авгит, диопсид, актинолит, цоизит, гранат (розовый и бесцветный), глаукофан, сфен, гиперстен, рутил, турмалин, апатит, пикотит, корунд, из аутигенных (кроме пирита) – барит и целестин (до 20%).

Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюдой, хлоритом, смешанослойным Г-М.

Монтмориллонит является наиболее распространенным минералом в глинах Приереванского прогиба – содержание его достигает 90% фракции < 0,001 мм; в глинах Вайоцзорского синклинория он составляет 30–40%. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов диагностируется по наличию серии базальных рефлексов с  $d(001) 17-17,9\text{Å}$ ,  $d(002) 8,9\text{Å}$  и т.д. После прокаливания образцов отражение первого порядка уменьшается до  $d = 10,0\text{Å}$ . Минерал диоктаэдрического типа –  $d(060) 1,50$ , модификации 1М; параметры ячейки:  $a = 5,176\text{Å}$ ,  $b = 8,976\text{Å}$ ,  $c = 9,78\text{Å}$ ,  $\beta = 100^\circ$ . Кривые нагревания большинства образцов из разрезов Приереванского прогиба типичны для монтмориллонитовых глин (рис. 38, №№ 93, 89, 5/85 и др.). Они характеризуются очень интенсивным эндотермическим пиком с максимумом около  $150^\circ\text{C}$  и еще двумя (или тремя) эндоэффектами, вызванными выделением различных типов воды и аморфизацией минерала.

Смешанослойный Г-М характерен для глин Приереванского прогиба, в которых содержание его иногда достигает 50–60% фракции < 0,001 мм. Спорадически и в значительно меньших количествах встречаются и в глинах Вайоцзорского синклинория. Образцы при насыщении глицерином дают нерациональную серию базальных отражений с  $d = 17,6\text{Å}$ ,  $9,3\text{Å}$ ,  $5,7\text{Å}$  и т.д. На рентгенограммах природных образцов наблюдается диффузный фон в области  $12,5-15,5\text{Å}$ . После прокаливания

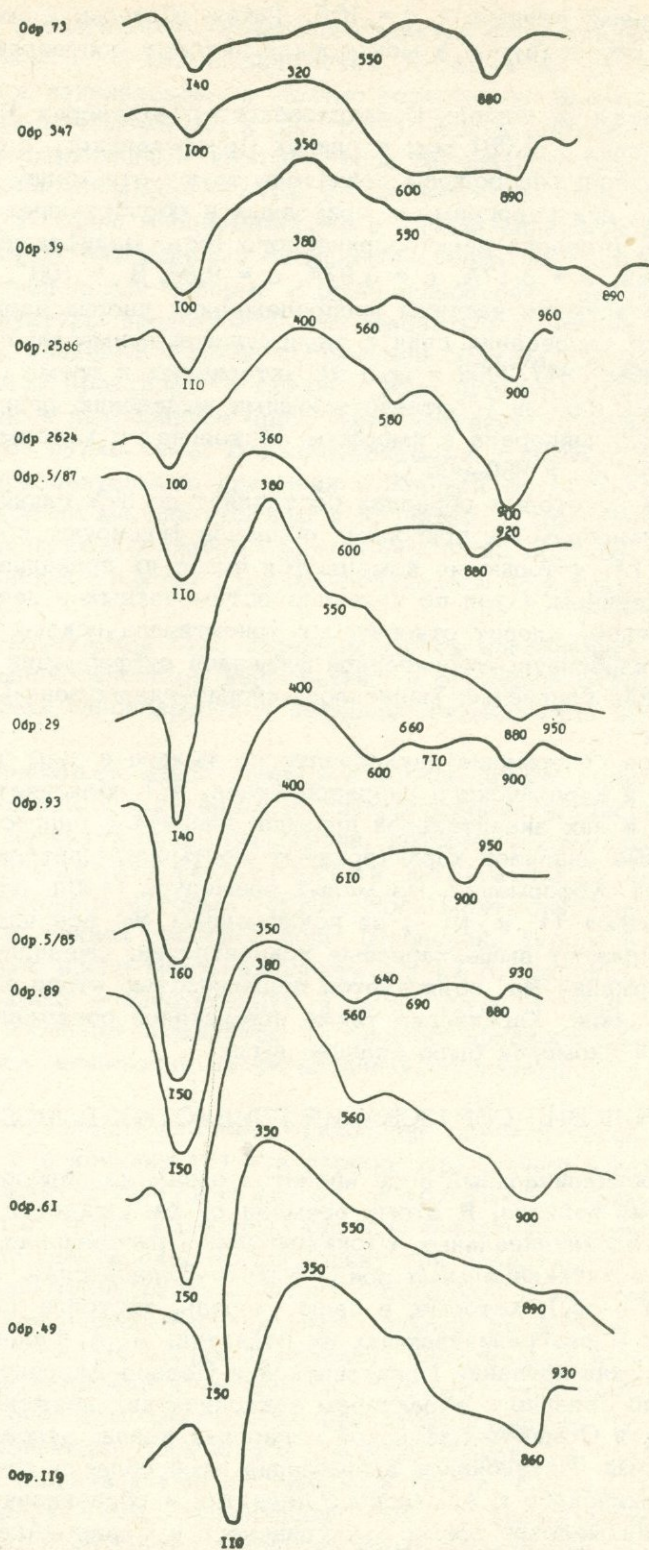


Рис. 38. Термограммы глин карбонатно-терригенной флишевой субформации.

возникает сильный рефлекс с  $d = 10\text{Å}$ . Таким образом, в минерале хлоритовые слои отсутствуют, а монтмориллонитовые составляют около 70%.

Гидрослюда в глинах Вайоцдзорского синклиория составляет около 30% фракции 0,001 мм; в глинах Приереванского прогиба ее меньше. О наличии гидрослюды свидетельствуют отражения средней интенсивности на рентгенограммах природных и обработанных образцов с  $d(001) = 10\text{Å}$ . Минерал диоктаэдрического типа, модификации 1M; параметры ячейки:  $a = 5,17\text{Å}$ ,  $b = 8,97\text{Å}$ ,  $c = 9,68$ ,  $\beta = 100^\circ$ . На снимках суспензий фиксируются частицы неопределенной, иногда изометричной формы. Кривые нагревания глин с значительной примесью гидрослюды (рис. 38, № 2586, 347/2809 и др.) характеризуются тремя слабыми экзотермическими пиками (соответствующими выделению различных типов воды и переходу минерала в аморфное состояние) с максимумами при  $100-140^\circ$ ,  $550-600^\circ$  и  $860-900^\circ\text{C}$ .

Хлорит в некоторых образцах составляет до 30% глинистой фракции. На рентгенограммах природных образцов фиксируются отражения с  $d = 14,1\text{Å}$ ,  $7\text{Å}$ , которые не изменяются после их прокаливания и насыщения глицерином. Судя по интенсивностям четных и нечетных порядков отражений, хлорит относится к триоктаэдрическому типу.

В глинах карбонатно-терригенной флишевой субформации выделяется одна ассоциация глинистых минералов: хлорит-гидрослюда-Г-М-монтмориллонитовая.

Повышенное содержание двухвалентного железа и  $\text{K}_2\text{O}$  в глинах ахавнадзорского и карахачского разрезов (табл. 67) объясняется, очевидно, наличием в них значительной примеси хлорита и гидрослюды. В остальном данные анализов характеризуют монтмориллонитовый состав глин флишевой субформации. Из малых элементов (табл. 68) повышенный фон образуют  $\text{Ti}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Ni}$ ; за исключением  $\text{Mn}$  все элементы группы железа образуют вышекларковые концентрации. Очевидно, незначительное содержание  $\text{Mn}$  объясняется подвижностью этого элемента в гипергенном цикле. Характерно также повышенное содержание  $\text{Sr}$  (о причинах этой аномалии было сказано выше).

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Позднегеосинклинальный этап является одним из переломных в истории развития региона. К этому времени он расчленяется на несколько крупных геосинклинальных (Прикуринская, Присеванская, Приараксинская) и геоантиклинальных зон (Сомхето-Карабахская, Анкавано-Зангезурская и др.), которые, в свою очередь, состояли из ряда частных прогибов и разграничивающих их поднятий. А. А. Габриелян (1956) считает, что формирование Прикуринской и Севано-Акеринской зон непосредственно связано с характером тектонических движений (инверсий) в области Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали, заложенной еще в юрское время. Интенсивное воздымание этой области обусловило дробление Закавказского и Армянского поднятий и образование в позднеюрское – раннемеловое время Прикуринского и Севано-Акеринского, а позже (в сеномане-туроне) – Еревано-Вединского и Вайоцдзорского

прогибов. Становление указанных структур сопровождалось образованием разломов глубокого заложения. Крупные центры позднемелового вулканизма локализованы в местах пересечения продольных и поперечных разломов (Габриелян и др., 1968). Вдоль глубинных разломов отмечаются разобщенные выходы пород офиолитовой формации, которые в позднемеловое время обретают немаловажное значение как источники сноса. В конце позднемелового и начале раннепалеогенового времени происходят интенсивные складкообразовательные движения и имеет место региональный перерыв в осадконакоплении, однако некоторые меловые структуры продолжают существовать и в эоцене. В раннеэоценовое время начинается новое погружение области. Наиболее обширная трансгрессия происходит в среднем эоцене; к этому же времени относится весьма интенсивное проявление эффузивного (преимущественно подводного) вулканизма. В позднеэоценовое время начинаются новые складкообразовательные движения и дальнейшее расчленение геосинклинальных зон на мелкие прогибы и поднятия. В пределах Севано-Акеринской зоны обособляется Севано-Ширакский прогиб, локальные поднятия возникают внутри Еревано-Вединского и Вайоцзорского прогибов и т.д.

Среднеальпийский этап характеризуется накоплением в основном вулканогенно-осадочных, карбонатных и флишевых отложений, однако в разных зонах одновозрастные формации существенно отличаются между собой.

Как отмечалось выше, неоком-альбское время характеризовалось исключительной подавленностью глинообразования. Несколько больше глин в отложениях сеномана-турона, которые составляют 5-10% объема известняково-терригенной формации и имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав. Роль монтмориллонита в близких по возрасту глинах северной зоны (Дернаван, турон) заметно возрастает. Скорее всего монтмориллонит в этих отложениях имеет двойственную природу - аллотигенную и аутигенную. Первый тип мог образоваться на суше по вулканитам в условиях аридного климата, второй - в результате изменения пирокластического материала в бассейне седиментации.

Можно сказать, что глинообразование почти в такой же мере было подавлено и в коньяке (?) - в период образования кремнисто-вулканогенной и граувакковой формаций: глины занимают в них примерно такой же объем, как и в известняково-терригенной формации сеномана-турона. Но поскольку они представляют генетический интерес (пространственно связаны с породами офиолитовой серии) условия их образования рассмотрим несколько подробнее. Вне нашей компетенции обсуждать вопрос о возрасте офиолитовых прогибов, связанных с ними формаций и их генезисе; на этот счет имеются разные мнения и, очевидно, многое еще предстоит уточнить. Отметим только, что надофиолитовая формация в пределах южной, Еревано-Ордубадской, зоны представлена двумя комплексами (М. А. Сатиан, 1974) - кремнисто-вулканогенным (радиоляриты, туфы, туффиты, вулкано-терригенные породы, известняки) и граувакковым (граувакки, глины, известняки, конгломераты). Указанные комплексы либо фациально замещают

Таблица 67

Результаты химического анализа глин карбонатно-терригенной флишевой субформации

Окислы	С о д е р ж а н и е в %				
	5/87 Карахач	73/2943 Сурб-хач	113/2989 Малишка	347/2809 Ахавнадзор	2624/321 Ахавнадзор
SiO <sub>2</sub>	52,32	61,33	61,12	62,40	59,55
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,85	1,27	0,82	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,81	16,35	17,06	18,92	18,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,77	4,27	1,36	1,13	3,18
FeO	0,64	1,70	1,54	3,23	2,31
MnO	0,02	-	-	-	-
CaO	1,89	1,61	2,94	0,84	1,61
MgO	2,50	1,88	1,39	1,57	2,35
	7,69	2,34	4,68	1,68	2,44
n.n.n..n.n.	7,67	5,54	4,60	4,38	5,24
Na <sub>2</sub> O	0,70	2,20	2,00	2,70	2,30
K <sub>2</sub> O	3,00	2,40	2,50	2,90	3,40
S	-	0,25	0,25	0,02	0,19

Таблица 68

Содержание малых элементов в глинах карбонатно-терригенной флишевой субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	15	0,03-0,1	0,078	0,078	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,03-0,1	0,076	0,076	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,01-0,04	0,024	0,022	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,01-0,1	0,014	0,010	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,003-0,009	0,0056	0,0059	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,5-1,5	0,91	0,88	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,01-0,02	0,020	0,020	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,01-0,04	0,034	0,033	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,001-0,004	0,0024	0,0022	$5,4 \cdot 10^{-3}$

друг друга, либо в зоне опущенных блоков (М. А. Сатиан, 1974) граувакковый перекрывает кремнисто-вулканогенный. Последний формировался в основном в глубоководных условиях, граувакковый - в мелководных. Ассоциации глинистых минералов этих двух комплексов на дофиолитовой формации отличаются между собой довольно резко. В глинах грауваккового комплекса преобладает монтмориллонит, следующим по значению глинистым минералом является гидрослюда 1М; каолинит и хлорит присутствуют постоянно, но в качестве второстепенных примесей (вместе составляют 20-30% глинистой фракции).

В глинах кремнисто-вулканогенного комплекса основным глинистым минералом является гидрослюда модификации 1М, монтмориллонит отсутствует. Развитие последнего по основным и ультраосновным породам в условиях аридного климата – явление распространенное (Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Милло, 1965). Резко повышенное содержание монтмориллонита в глинах грауваккового комплекса можно объяснить тем, что он образуется и за счет пирокластики в бассейне седиментации и заносится сюда с суши как продукт размыва пород офиолитовой серии. Этими двумя путями, очевидно, образуется и хлорит. Не вызывает сомнения аллотигенное происхождение каолинита, который поступает с суши, сложенной отложениями палеозойского возраста. На заметную роль палеозойских пород, как источников сноса, указывают ассоциации неглинистых минералов. Наличие столь значительного количества гидрослюды 1М в глинах обоих комплексов скорее всего объясняется его аутигенным происхождением: ни в каких древних породах, подвергавшихся размыву в это время, нет такого количества 1М. Предполагается, что последний в основном образуется за счет монтмориллонита в стадию катагенеза. Примеры такого превращения описаны А. Г. Коссовской (1960), М. А. Ратеевым (1968), Уивером (1959), Барстом (1959), Келлером (1963) и другими. В некоторых из этих примеров подчеркивается роль промежуточных смешанослойных минералов типа Г-М; в рассматриваемых глинах они почти не зафиксированы, тем не менее наиболее вероятным источником такого количества гидрослюды 1М, очевидно, является монтмориллонит. Последний образуется по пирокластике в стадию диагенеза, чему способствовала повышенная концентрация Mg в иловой воде (в результате дифференциации основных и ультраосновных пород). На более высоких ступенях изменения, вероятно с наступлением критического равновесия в соотношении Mg и K, монтмориллонит замещается гидрослюдой 1М. По данным М. А. Сатиана (1974), в крупнозернистых породах кремнисто-вулканогенного комплекса развиты конформные и инкорпорационные структуры, а плагиоклазы и вулканическое стекло замещаются альбитом. Постседиментационное изменение пород грауваккового комплекса (кальцитизация, монтмориллонитизация, окремнение) характеризуется более низким уровнем. Очевидно, существует корреляционная связь между степенью изменения пород указанных комплексов и содержанием в них монтмориллонита и гидрослюды 1М.

Последующую историю позднегеосинклинального этапа можно охарактеризовать как эпоху вулканогенно-осадочного глинообразования. Три наиболее крупные месторождения глин на территории Армянской ССР (бентонитовых – Саригюхского и Ноемберянского, каолиновых – Туманянского) сформировались именно в это время. Каждый из них представляет своеобразный тип вулканогенно-осадочного глинообразования – без участия гидротерм, с участием гидрокарбонатных и сульфатных растворов.

Рассмотрим условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочной формации верхнего сантона и пирокласто-известняковой формации верхнего сенона.

В Прикуринской зоне в позднем сантоне и сеноне вулканическая деятельность активизируется. А. Х. Мнацаканян (1965) считает, что поздне меловой вулканизм по своему характеру и продуктам извержений можно сравнить с вулканизмом островных дуг.

Среди продуктов извержения доля пирокластического материала была значительной. Продукты вулканической деятельности распределялись по всему шельфу, сосредотачиваясь в основном на верхнем его уровне. На некоторых участках вулканизм сопровождался гидротермальной деятельностью. С преобразованием в этих условиях тонкообломочных пирокластических, а также лавово-пирокластических и эффузивных пород, с участием и без гидротермальных растворов, связано формирование Саригюхского и Ноемберянского месторождений.

К. Н. Паффенгольц (1934, 1947, и др.), впервые расчленивший меловые отложения района, считает, что бентонитовые глины Ноемберянского месторождения образовались в результате изменения туфов кислого состава в стадию диагенеза. Эту точку зрения разделяет М. А. Сатян (1959), проводивший литологические исследования меловых отложений междуречья рр. Дебед и Агстев. Г. А. Туманян (1965), А. М. Торосян и Р. А. Матосян (1962), напротив, полагают, что указанные глины имеют гидротермальное происхождение. Г. С. Авакян (1974) считает, что бентонитовые глины Саригюхского месторождения образовались за счет "субинтрузивных магматических пород с основной витрофировой массой андезито-базальтового состава" в результате их гидротермального изменения, а Ноемберянского - в результате последовательного преобразования туфа в цеолит и последнего - в монтмориллонит. А. Т. Асланян (1958) полагает, что они образовались вследствие гальмиролиза туфов. К. А. Мкртчян (1961) также считает исходным материалом туфы, но преобразованные гидротермами.

Таким образом, существующие представления о генезисе бентонитовых глин отличаются между собой в оценке исходного материала, преобразующих агентов и условий их формирования. Проведенные автором на протяжении ряда лет исследования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений позволили уточнить имеющиеся представления и по-новому объяснить ряд вопросов, связанных с их генезисом. Здесь необходимо рассмотреть по крайней мере следующие основные вопросы: 1) природу исходного вулканического материала (состав, структуру и т.д.); природу агентов, преобразовавших исходный материал в бентонитовую глину (гидротермы, морская вода), 3) геологическую обстановку и физико-химические параметры среды, в которой происходили эти преобразования.

Исследования показали, что бентонитовые глины Саригюхского месторождения (в частности, продуктивные горизонты центрального участка) образовались в основном за счет туфов кислого и среднего состава. Об этом свидетельствуют прекрасно сохранившиеся реликтовые туфовые структуры. Глины образуются и по порфиритам, однако их роль по сравнению с туфами и туфолавами невелика. Постепенный переход туфов в бентонитовые глины прослеживается в выработках (А. Х. Мнацаканян, 1968). Возникает вопрос: почему туфы в пределах месторождения не сохранились или сохранились фрагментарно. По нашему мне-

нию, это объясняется спецификой строения и состава вулканогенных пород и их фильтрационными свойствами. Туфы в основном состоят из вулканического стекла и имеют пористое строение, тогда как порфири-ты сложены почти наполовину из кристаллической фазы и характеризуются значительно меньшей эффективной пористостью. Исследования показали, что монтмориллонит образуется лишь за счет стекла; фенокристаллы и микролиты либо не изменяются, либо замещаются хлоритом, селадонитом и другими минералами. Поэтому расположенные вблизи гидротермальных очагов туфы почти полностью переродились в глины, порфири-ты в этих же условиях оказались более устойчивыми. Они подвергались оглеению исключительно в эндоконтактных частях дайкообразных тел. Нужно отметить, что на месторождении имеются дайки, которые по внешнему виду вообще не изменены.

Туфы, туфолавы и порфири-ты преобразуются в бентонитовые глины в результате воздействия гидротермальных растворов, на что указывают следующие признаки: 1) в глины превращаются не только пирокластические, но и эффузивные породы; 2) интенсивность изменения ослабевает в направлении от эндоконтактов даек к экзоконтактам; 3) наличие в глинах кристаллического кальцита, пиролюзита, кристобалита, селадонита (как продукта изменения пироксенов в порфири-тах); 4) пространственная и генетическая связь бентонитовых глин с месторождениями агата, аметиста и марганца, гидротермальное происхождение которых не вызывает сомнения. Проявление гидротермальных растворов, очевидно, связано с верхнемеловым (возможно и палеогеновым) циклом вулканизма, в стадию завершения которого область превращается в арену деятельности термальных вод. Выходы их пространственно тяготеют к различно ориентированным дайкообразным телам базальтовых порфири-тов, прорывающих вулканогенно-осадочную толщу, в которой локализованы месторождения агата, аметиста, марганца и бентонитовых глин.

Направленность реакций в гидротермальном процессе в значительной мере была обусловлена природой растворов, поэтому стоит несколько подробно остановиться на этом вопросе. Методом гомогенизации газовой-жидких включений установлено (А. Х. Хакимов, 1962), что горный хрусталь, аметист, кристаллический кварц и халцедон из Саригюхского месторождения образовались при 80–200<sup>o</sup>С. Это обстоятельство, а также состав микроэлементов в измененных породах и характер общей минерализации указывают на сходство гидротерм с fumarолами областей современного вулканизма (во всяком случае, принадлежность их к высокотемпературным рудоносным растворам исключается). Сходство это позволяет более или менее определенно судить об их составе, pH, Eh и других параметрах.

Как считает С. Н. Набоко (1963), разнообразие состава гидротермальных растворов в современных вулканических областях определяется в основном условиями подземного кипения перегретых растворов с уменьшением глубинности, конденсации пара, окисления и дифференциации ионов при фильтрации растворов через породы.

Процесс бентонитизации вулканогенных пород Саригюхского месторождения протекал в приповерхностной зоне, т.е. в зоне циркуляции

слабокислых гидрокарбонатных растворов. В результате обменных реакций с породой они обогащались Na, K, Ca, щелочность их постепенно возрастала и уже в областях разгрузки они проявлялись как щелочные растворы.

Резюмируя свои наблюдения над приповерхностным метасоматозом, С. И. Набоко (1963) пишет: "Аргиллизация протекает под воздействием слабокислых и близких к нейтральным растворов. В случае слабокислых сульфатных растворов происходит, как мы показали, каолинизация и лимонитизация; в случае слабокислых и близких к нейтральным растворов, содержащих углекислоту, происходит монтмориллонитизация". Таким образом, монтмориллонит развивается в результате переработки вулканогенных пород слабокислыми (близкими к нейтральным) гидрокарбонатными растворами, pH которых по мере фильтрации через породы возрастает (что способствует генерации и устойчивости монтмориллонита).

О первоначально слабокислой гидрокарбонатной природе термальных вод, с деятельностью которых связано образование саригюхских бентонитовых глин, указывают следующие признаки: 1) при бентонитизации пород в числе других элементов выносятся также силикатное железо и марганец, хотя и не в масштабе ультракислого процесса, но все же достаточно интенсивно для щелочных растворов; 2) почти полное отсутствие сульфидной и сульфатной минерализации: железо и марганец выпадают в окисной форме, пирит и барит встречаются чрезвычайно редко; 3) отсутствие продуктов ультракислого типа выщелачивания (вторичные кварциты и др.).

Вблизи очагов гидротерм стекловатая часть пород нацело перерождается в монтмориллонит. Гиперстен замещается карбонатом, цеолитом, селадонитом; часто вокруг зерен измененного пироксена образуется хлоритовая оторочка. По оливину развивается бурый иддингсит, хлорит, халцедон, цеолит, иногда кальцит. Моноклинный пироксен, как правило, не подвергается изменению, как и плагиоклаз, но последний иногда замещается кальцитом и серицитом. В слабо измененных породах по стеклу развиваются хлорит, кристобалит, цеолит, реже адуляр. В зависимости от степени изменения породы, трещинки и поры заполняются селадонитом, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом. Нередко стенки пустот неравномерно инкрустируются кристобалитом и кварцем.

По степени устойчивости минералы можно расположить в следующий ряд: моноклинный пироксен (наиболее устойчивый) - плагиоклазы - ромбический пироксен - вулканическое стекло - оливин.

Особенности минералообразования на Саригюхском месторождении, четко выраженные стадии минерализации и их стратификация позволяют заключить, что последующая деятельность растворов сводилась к осаждению растворенного вещества в различных термодинамических средах.

Исследования Аоки (1951), Краускопфа (1959), Окамото (1963), Дегенса (1967) показали, что кремнезем растворяется в воде только до определенной концентрации, образуя истинный раствор. При этом растворимость его практически мало изменяется в природных средах

с рН от 1 до 8,5, но резко возрастает в связи с диссоциацией: монокремневой кислоты при рН 9. С увеличением температуры растворимость  $\text{SiO}_2$  возрастает. Процесс осаждения кремнезема в природных водах весьма сложен, но в общем случае, если диспергированный кремнезем превышает критическую концентрацию для данной системы, то избыток его обнаруживает тенденцию к полимеризации. В образующихся коллоидных растворах кремнезем неустойчив и при поступлении дополнительных порций он начинает осаждаться.

Привнос  $\text{SiO}_2$  в растворы на Саригюхском месторождении был достаточно обильным и значительная его часть находилась в коллоидном состоянии. Проникая в зону дробления, растворы заполняли крупные поры и другие полости, что сопровождалось снижением давления и температуры. Очевидно этого было достаточно для осаждения аморфного кремнезема, однако образование кристаллов связано, по-видимому, с присутствием в растворах трехвалентных катионов. Наличие в слабощелочных растворах даже следов  $\text{Al}^{+3}$  приводит к массовому осаждению кремнезема в кристаллической фазе. Таким образом, из первоначальных пересыщенных растворов последовательно осаждаются аморфный и (при участии катионов) кристаллический кремнезем. Так представляется нам механизм образования агата, яшмы и аметиста на Саригюхском месторождении, где они локализованы стратиграфически выше горизонта бентонитовых глин.

Поведение марганца и железа в природных процессах во многом сходно, вследствие чего они часто встречаются совместно. Известно, что нейтральные и кислые растворы могут содержать высокие концентрации марганца и железа, а в щелочных растворах они осаждаются в форме окислов, гидроокислов, карбонатов, силикатов - в зависимости от аниона. Эксперименты по выщелачиванию этих металлов (Краускопф, 1963) из изверженных пород (в частности, андезит-базальтов) различными растворителями и в большом интервале температур ( $25-300^\circ\text{C}$ ) показали, что  $\text{Fe}^{+2}$  и  $\text{Mn}^{+2}$  переходят в раствор приблизительно в таком же соотношении, в каком они содержатся в породе. Кроме одинаковой растворимости, геохимическое родство железа и марганца обусловлено близостью их ионных радиусов, т.е. они занимают сходное положение в структуре силикатов.

Геохимия марганца и железа сравнительно хорошо разработана для экзогенного цикла, однако можно полагать, что свойства их мало изменяются в приповерхностных условиях, поскольку природные гипогенные ассоциации  $\text{Mn}$  и  $\text{Fe}$  не противоречат теоретическим расчетам по их равновесию.

Несмотря на большое сходство марганца и железа, все же существуют природные геохимические барьеры, которые приводят к сепарации этих элементов и раздельному их осаждению. Об этом, в частности, можно судить по характеру распределения окислов и гидроокислов марганца и железа на Саригюхском месторождении.

При слабокислом типе выщелачивания  $\text{Fe}^{+2}$  и  $\text{Mn}^{+2}$  переходят в раствор с одинаковой интенсивностью, однако при последующем постепенном повышении рН и Eh железо быстрее переходит в неустойчивую форму. В результате железо на месторождении выпадает раньше, у же

в пределах горизонта бентонитовых глин, тогда как марганец осаждается стратиграфически выше. Это объясняется тем (Ж. Краускопф, 1963; Р. Гаррелс, 1968), что при любом данном рН окислы железа фиксируются при более низких значениях Eh, чем окислы марганца; с другой стороны, при постоянном Eh железо начинает осаждаться при более низком значении рН, чем марганец. Отсюда можно предположить, что на Саригюхском месторождении постепенно возрастала не только щелочность растворов, но и окислительно-восстановительный потенциал. Учитывая поля устойчивости окислов и гидроокислов железа и марганца, можно допустить, что Eh изменялся в незначительном диапазоне — от слабовосстановительных значений до слабоокислительных.

Необходимо отметить, что речь шла о марганце, который осаждался в пределах или на периферии месторождения, что касается марганцевого оруденения за пределами месторождения, то для установления генетической связи его с отмеченной выше разновидностью необходимо провести специальные исследования.

Гидротермальные растворы были насыщены щелочами и щелочными землями. Магний служил материалом при генерации монтмориллонита; кальций частью фиксировался в поглощенном комплексе, но в основном выпадал в виде тонкорассеянного кальцита. Часть натрия и калия также фиксировалась в поглощенном комплексе, но в основном, благодаря высокой подвижности, они участвовали в образовании минералов поздней генерации, в частности, цеолитов. Цеолиты Саригюхского месторождения детально изучались В. В. Наседкиным и В. Х. Наседкиной (1967) и А. Х. Мнацаканян (1968). В эксперименте из стекла последовательно получены монтмориллонит, гейландит и морденит, причем последние синтезируются в растворе, а монтмориллонит возникает как метасоматический продукт.

Таким образом, бентонитовые глины Саригюхского месторождения можно рассматривать как метасоматиты, образовавшиеся по пирокластическим и эффузивным породам в результате обменных реакций между ними и первоначально слабо минерализованными гидрокарбонатными слабокислыми растворами. Метасоматический процесс заключался в умеренном выносе Si, Fe, Mn, Ca, Na, K, привносе воды, магния и перегруппировке остаточных компонентов. Монтмориллонит — продукт перегруппировки остаточных компонентов стекла. Остальные минералы являются либо гидротермально-метасоматическими (хлорит, селадонит, иддингсит), либо собственно гидротермальными (кремнистые, марганцевые минералы и другие). Последние осаждаются из тех же, но уже минерализованных щелочных растворов в результате изменения параметров среды (повышения рН и Eh, понижения температуры и давления) по мере продвижения их к приповерхностной зоне.

В датское время усиливается начавшееся еще в конце маастрихта интенсивное поднятие области и освобождение ее от морского покрова, но окончательное превращение района Саригюхского месторождения в сушу происходит в эоцене.

Гипергенные процессы не оказали существенного влияния на парагенезы минералов, но обусловили более глубокую гидратацию породообразующего монтмориллонита в верхней части горизонта бентонитовых глин.

К иному генетическому типу относится Ноемберянское месторождение бентонитовых глин. Последние образовались в условиях верхнесеонского моря в стадию диагенеза – раннего катагенеза за счет туфов кислого состава. Об образовании бентонитовых глин по пирокластическому материалу свидетельствуют прекрасно сохранившиеся реликтовые туфовые структуры.

Достоверные источники пирокластического материала неизвестны. Можно предположить, что образование туфов связано с извержениями, происходившими в полосе северных предгорий Малого Кавказа. Г.С.Авакян (1974) связывает их с извержениями вулкана Кяси-Кар и относит бентонитовые глины к верхнесантонскому возрасту. Нужно отметить, что среди туфов встречаются спекшиеся разности, свидетельствующие об участии в формировании толщи продуктов наземного вулканизма.

Пирокластический материал накапливался в мелководной и умеренно-глубоководной частях морского бассейна с нормальным соевым составом. Об этом свидетельствуют органогенные известняки с иноцерамами, морскими ежами, фораминиферами, отсутствие в породах больших концентраций целестина и других минералов, характерных для бассейнов с повышенной соленостью.

Температура кампанского моря была, по-видимому, сравнительно низкой, на что указывает исчезновение теплолюбивых форм, в частности, рудистов (В. П. Ренгартен, 1941, 1959).

Можно предположить, что условия осадконакопления характеризовались умеренно-отрицательными значениями Eh (наличие незначительного количества псевдоморфоз пирита по органическим остаткам) и слабощелочной реакцией.

Признаками диагенетического происхождения бентонитовых глин Ноемберянского месторождения являются: 1) наличие остатков микрофауны в измененных туфах (за счет которых образовались бентонитовые глины), кремнистых породах и бентонитовых глинах; 2) характер замещения известняков кремнем и стратиграфического взаимоотношения их с бентонитовыми глинами; 3) наличие пропластков органогенных известняков в толще интенсивно измененных туфов и бентонитовых глин; 4) отсутствие непосредственно в поле развития глин и цеолитов вулканоогенных пород; 5) слабый вынос оснований, марганца, железа, что не характерно для высокотемпературных агрессивных гидротермальных растворов.

Представления о диагенетическом перерождении туфов в бентонитовые глины основаны в значительной мере на эмпирических наблюдениях, но в деталях (термодинамика, химизм и т.д.) этот вопрос все еще разработан недостаточно.

Р. Грим (1958) по этому поводу пишет: "...Процесс образования монтмориллонита является, по существу, девитрификацией природного стекла пепла и кристаллизацией монтмориллонита. Вероятно, пепел содержит избыток окиси кремния и щелочей. В некоторых случаях окись кремния остается в глине и дает начало кристобаллиту. Избыток окиси кремния также является источником свободной окиси кремния в твердых кремнистых слоях, непосредственно подстилающих многие бентониты. Избыточные щелочи и щелочные земли, вероятно, растворяют-

ся в воде и уносятся". Кремнистые породы не только подстилают, но и перекрывают бентониты, в целом же представление Р. Грима соответствует наблюдениям над природными объектами, однако носит в известном смысле общий характер. Более конкретные данные имеются в поздних публикациях М. А. Рагеева, Бюрста, Келлера.

Сравнительный анализ материала по двум месторождениям – Саригюхскому, бесспорно гидротермальному, где направленность химического изменения туфа в глину относительно ясна, и Ноемберянскому – диагенетическому, позволяет рассмотреть некоторые аспекты этого вопроса.

В процессе гидротермального и диагенетического преобразования пирокластических пород в бентониты прослеживаются общие тенденции.

1. Вынос кремнезема; в обоих случаях кремнезем локализуется выше или в пределах горизонта бентонитовых глин в виде агатовой и аметистовой минерализации (гидротермальный процесс), пропластков и линз яшмовидных пород (диагенез).

2. Вынос щелочей, часть которых фиксируется в поглощенном комплексе, другая – участвует в цеолитизации.

3. Вынос кальция, который, по-видимому, является источником локальной карбонатизации пород.

4. Вынос марганца и железа, их окисление и гидратация и осаждение в пределах поля развития бентонитовых глин.

5. Привнос воды и магния, которые служат материалом при синтезе монтмориллонита.

В зависимости от условий образования бентонитовых глин, интенсивность реакций обмена была различной – в диагенезе значительно слабее, чем в гидротермальном процессе. В диагенезе растворенного марганца и железа едва хватает для образования редких и небольших по размеру конкреций (часто смешанного Mn–Fe –кремнистого состава); в гидротермальном же процессе марганец образует почти промышленные скопления, ярче выражено и кремнеобразование. Однако перечисленные выше признаки, характерные для диагенетического и гидротермального изменения, заставляют думать, что общая химическая направленность процесса бентонитизации одинакова для обоих случаев. Напрашивается вывод, что термодинамическая восприимчивость пирокластического материала в условиях диагенеза достаточна для преобразования их в бентонитовую глину, однако химическая агрессивность реагента невелика, что обуславливает незавершенность процесса бентонитизации. Это выражается в неполном и неравномерном разложении пепла даже в пределах одного горизонта. В диагенезе благоприятные условия для образования типичных бентонитов возникают лишь на локальных участках. Очевидно из активной системы стоячих вод слабо выносились растворимые продукты гидролиза и не было достаточно интенсивного притока в нее H-ионов. В результате избыточные компоненты выносились из силикатной массы в малых количествах, а это, в свою очередь, обусловило слабое и локальное развитие процесса бентонитизации. Причины возникновения локальных центров могут быть различны: жизнедеятельность организмов, температура и другие факторы, способствующие введению в систему дополнительных H-ионов.

Нужно отметить, что процесс бентонитизации не завершается в диагенезе, а продолжается и в стадию раннего катагенеза, о чем свидетельствует интенсивное окремнение известняков, залегающих над бентонитовыми глинами. Как известно (Dapples, 1959), в поровой воде по сравнению с морской кремнезема значительно больше. Очевидно увеличение концентрации происходит постепенно, поскольку первоначальные поровые воды по составу мало отличаются от морской. Пересыщенность достигается где-то на границе диагенеза и раннего катагенеза; к этому моменту успевают накапливаться мощные известняковые осадки. Пересыщенные кремнеземом поровые воды по мере уплотнения материала отжимаются в карбонатные осадки с высокой концентрацией Са-ионов; растворимость кремнезема в этих условиях резко уменьшается, что приводит к его осаждению в кровле пласта бентонитовых глин или в известняках. Этим объясняется постепенное ослабевание и затем затухание процесса замещения пород кремнем вверх по разрезу толщи.

В кампане и маастрихте вулканическая деятельность ослабевает, в основном накапливаются карбонатные осадки, которые местами обогащены пирокластикой и глинистой примесью. В датско-палеоценовое время море отступает, значительно увеличиваются площади окраинных и островных поднятий, роль терригенного осадконакопления возрастает. Одновременно в некоторых зонах (Ереванский бассейн) отмечается интенсивное прогибание. На этих участках датско-палеоценовые отложения иногда вместе с эоценовыми образуют единый флишевый комплекс. Временами наземная и подводная вулканическая деятельность усиливается: в некоторых разрезах осадочные породы чередуются с порфиритами, туфо-алевролитами, туфопесчаниками. Неглинистые минералы указывают на значительную роль палеозойских, триасовых и меловых пород в качестве источников сноса. Имеющиеся фактические данные о поздне-меловом-палеоценовом климате весьма скудны.

По данным Лоуэнштамма и Эйнштейна (1954), на территории Северной Америки и Западной Европы в течение сеномана-турона температура постепенно повышалась и, достигнув максимума в коньяке-сантоне, стала опять медленно понижаться вплоть до кампана-маастрихта включительно. Аналогичное развитие климата, как показали исследования Д. П. Найдина, Р. В. Тейе и М. С. Чупахина (1956), имело место в пределах Русской платформы. По-видимому, такой же ход событий был характерен и для климатических условий Армении этого периода. По данным М. А. Сатиана (1974), в отложениях коньяка бассейна р. Веди обнаружены споры и пыльца папоротников, туи, гинкго, дуба; в кампане-маастрихте исчезают теплолюбивые организмы, в частности рудисты. В результате ларамийских движений море отступает, рельеф страны сильно осложняется, становится более высоким и расчлененным. Эти события, по-видимому, повлияли на климатические условия, во всяком случае, в датско-палеоценовое время климат Еревано-Ордубадской зоны обнаруживает явные признаки аридизации. Морской бассейн здесь становится аномально соленым, что выражается в повышенной стронциенности, магнизиальности и огипсованности отложений (Сатиан и др., 1966). Нужно добавить, что на карте климатической зональности этого периода Армения рисуется в пределах Северного аридного

пояса (Н. М. Страхов, 1960).

Сульфатизация, пиритизация, хлоритизация пород датско-палеоценового возраста, отсутствие в них индикаторов (минералов и структур) высоких ступеней метаморфизма указывают на ранне- или позднекатагенетический уровень их изменения.

Таковы основные особенности условий образования глинистых пород флишоидной формации. Породообразующим минералом в них является монтмориллонит. В составе верхнемеловых отложений, служивших важным источником сноса, монтмориллонит был весьма распространенным минералом; другим его источником была тонкая пирокластическая - продукт подводного и наземного вулканизма. Вторым по значимости минералом является смешанослойный Г-М с различным соотношением слюдяных и монтмориллонитовых слоев. Нужно отметить, что наибольшее количество Г-М (до 50%) отмечено в датско-палеоценовых глинах, несколько меньше (до 30%) он встречается в палеогеновых отложениях; в глинах более древних или молодых формаций фиксируются лишь следы Г-М. Это обстоятельство, а также особенности постседиментационного изменения пород, позволяет предположить, что Г-М является аутигенным минералом, образовавшимся по монтмориллониту в стадию катагенеза. Монтмориллонит широко распространен и в более молодых, олигоцен-миоценовых, отложениях, однако последние не подверглись столь глубокому постседиментационному изменению как датско-палеоценовые - эоценовые, и поэтому Г-М присутствует в них как второстепенная примесь. Что касается более древних глин, то мы видели, что монтмориллонит в ощутимых количествах впервые появляется в отложениях верхней юры, затем коньяка, сантона и верхнего сенона. В поздней юре, сантоне и позднем сеноне монтмориллонит образуется в больших масштабах и в уникальных условиях, приводящих к формированию залежей или крупных месторождений бентонитовых глин, уровень изменения которых ограничен ранним катагенезом: Сравнительно больше изменены отложения коньяка, но не намного, кроме того, монтмориллонита в них меньше, чем в датско-палеоценовых глинах; очевидно, поэтому в этих отложениях смешанослойный Г-М также присутствует в качестве второстепенной примеси.

Интересно отметить, что в образцах датско-палеоценовых глин с глубины 2215-2223 м (скв. 1, Арташат) смешанослойный Г-М составляет около 50% глинистой фракции; в образцах из обнажений количество его обычно не превышает 30%. Очевидно, это связано с тем, что в скважинах породы изменены глубже и соответственно монтмориллонит в них замещен Г-М в большей степени.

Датско-палеоценовые глины содержат также каолинит и гидрослюда, которые вместе составляют около 30% глинистой фракции. Эти минералы имеют аллотигенное происхождение и являются, очевидно, продуктами размыва палеозойских и триасовых пород; аутигенная генерация каолинита исключалась условиями седиментации и характером постседиментационных процессов. На снимках суспензий глин с существенной примесью каолинита и гидрослюды частицы имеют исключительно детритовый облик.

После крупного поднятия и регрессии на рубеже мела и палеогена новая трансгрессия начинается в раннем эоцене и достигает апогея в среднем. К этому времени многие частные, более или менее изолированные, прогибы объединяются в единый бассейн осадочной и вулканогенно-осадочной седиментации. В позднем эоцене происходят мощные складкообразовательные движения и наследованный в целом позднемеловой структурный план заметно изменяется. Особенно это относится к Севано-Ширакскому синклинию, который испытывает инверсию: его осевая часть интенсивно воздымается и превращается в зону центрального поднятия.

Эоценовый вулканизм по своему масштабу оказался одним из самых мощных за всю историю развития региона, причем в максимальной мере он проявился в среднем эоцене. В разрезах палеогена Севано-Ширакского и Вайоцдзорского синклиниев, а также Южного Зангезура, важное место занимают эффузивные и пирокластические отложения; в Ереванско-Ордубадской зоне фиксируются в основном пирокластический материал и продукты размыва синхронных осадконакоплению вулканогенных образований соседних областей активного вулканизма.

Погружение Севано-Ширакского, Вайоцдзорского и Южно-Зангезурского прогибов сопровождалось интенсивным проявлением подводного вулканизма (наличие в вулканогенных толщах линз известняков и других осадочных образований с морской фауной). Продукты вулканизма представлены средними и основными эффузивными породами и их пирокластами, мощностью до 3000 м; по сравнению с раннегеосинклинальным этапом состав продуктов вулканизма изменяется в сторону повышения кислотности: породы спилито-диабазовой формации сменяются породами андезитовой, андезито-дацитовой и липаритовой формаций. Центры вулканических извержений были расположены в южном Зангезуре, а также в центральной приподнятой части Севано-Ширакского синклиниория, вдоль глубинных разломов. Здесь в основном распространены эффузивные породы и их пирокласты. В западной и восточной частях области указанные образования фациально замещаются вулканогенно-осадочными отложениями. Накопление последних происходило в сравнительно глубоких частях среднеэоценового моря.

В разрезе среднего эоцена Южного Зангезура распространены преимущественно андезитовые лавы и их пирокласты; туфогенные породы встречаются в виде отдельных пачек и прослоев. В Вайоцдзоре, напротив, развиты в основном туфогенные отложения, которые в Ереванско-Ордубадской зоне имеют подчиненное значение. Таким образом, вулканогенные толщи Севано-Ширакского синклиниория и южного Зангезура к югу и юго-западу постепенно замещаются туфоосадочными, а затем и нормально осадочными отложениями.

Вулканогенные образования верхнего эоцена отличаются большим разнообразием состава, изменчивостью фаций и мощностей. Они представлены андезито-базальтами, андезито-дацитами, трахиандезитами и их пирокластами, сменяющимися в разрезе дацитами, трахитами и липаритами. В отличие от среднеэоценового (подводного) вулканизма, в позднем эоцене имели место как подводный (литоральный или сублиторальный), так и наземный вулканизм.

Для эоценового времени в целом характерно формирование флишевых отложений. Контрастно направленные тектонические движения с значительной амплитудой колебания приводят к образованию сравнительно глубоководных бассейнов, где и накапливаются флишевые отложения. Очевидно этому способствовал пульсационный характер тектонических движений и вулканических процессов. Условия формирования флишевой формации в течение эоцена были далеко не одинаковыми. В разных зонах они отличались также и для одного и того же отрезка эоценового времени. Все это обусловило гетерогенное строение флишевой формации в целом и особенности строения одновозрастных субформаций в отдельных зонах. Так, для раннеэоценового времени характерно накопление терригенно-карбонатных отложений, которые образуют самостоятельную флишеидную субформацию в южных седиментационных зонах. В Севано-Ширакской зоне в разрезе нижнего эоцена последовательно выделяются три, существенно отличающиеся между собой, толщи; карбонатная (нижняя), угленосная, пирокластическая (верхняя). В среднеэоценовое время, в результате расширения трансгрессии, условия седиментации более или менее нивелируются. Но к этому времени усиливаются вулканические процессы, которые и обуславливают неоднородное строение среднеэоценовой субформации в разных зонах. Тем не менее, в масштабе региона в ее составе доминируют пирокласто-осадочные отложения. Вулканогенно-осадочная формация в пределах Севано-Ширакского синклинория прорвана дайками, вдоль которых циркулировали гидротермальные растворы; в результате их деятельности образуются вторичные кварциты, в составе которых доминируют каолинитовые породы. В позднем эоцене область вновь испытывает поднятие и в период стабилизации накапливаются преимущественно карбонатно-терригенные отложения, образующие единую субформацию в южных зонах. В Севано-Ширакской зоне вулканические процессы протекают почти с такой же интенсивностью, как в среднем эоцене; здесь образуются в основном вулканогенно-осадочные грубообломочные отложения, среди которых важное место занимают эффузивные породы кислого состава.

На карте климатической зональности, составленной Н. М. Страховым для палеогенового периода (1960), территория Закавказья располагается на границе Северного умеренно-влажного и Северного аридного поясов и поэтому неясно - к какому из них она более тяготеет. Можно с уверенностью сказать, что климат на территории Армянской ССР в течение всего эоцена был теплым и, по крайней мере в некоторых зонах, влажным, гумидным.

Наличие в отложениях эоцена богатой фауны нуммулитов, кораллов, морских ежей, а также хорошо скульптурированных и крупных форм гастропод и пеллеципод, свидетельствует об их обитании в теплом море. Повсеместное распространение указанного комплекса фауны в отложениях почти всех седиментационных зон говорит о сходных температурных условиях эоценового моря на всей территории Армянской ССР.

По данным Я. Б. Лейе (1960), в растительном покрове эоценовой суши преобладала вечнозеленая, тропическая и субтропическая флора; были распространены также различные хвойные, подавляющее значение имели формы, характерные для жаркого и достаточно влажного тропи-

ческого или субтропического пояса. О пышном развитии указанной флоры свидетельствует тот факт, что на отдельных участках Севано-Ширакского и других прогибов (Енгиджа), превратившихся после верхнемеловой регрессии в заболоченные аккумулятивные области, за счет растительного детрита происходило интенсивное торфо- и углеобразование.

Таким образом, климат в эоценовое время в целом был жарким - тропическим или влажным субтропическим, однако уже в отложениях среднего-верхнего эоцена фиксируются споры и пыльца ксерофитной флоры.

В начале палеогена рельеф суши был слабо расчлененным и сравнительно невысоким. На месте современных Джавахетского, Сомхетского, Мургузского (северного склона) хребтов возвышались невысокие горные сооружения, которые существовали еще в позднемеловое время. Судя по характеру отложений, рельеф Урцской суши на юге также был невысоким и сглаженным. В раннем эоцене он характеризовался слабой расчлененностью и незначительными высотными отметками над уровнем моря; в конце же этого времени она становится более пологим и даже временами суша погружается под воду.

В среднем эоцене происходит некоторое изменение строения рельефа: в связи с общим погружением области значительные участки раннеэоценовой суши покрываются морем. Можно утверждать, что среднеэоценовая суша лишь незначительно возвышалась над уровнем моря - в виде изолированных островов тектонического и вулканического происхождения. В позднем эоцене рельеф суши в южных областях почти не изменяется, т.е. продолжает оставаться сравнительно невысоким и сглаженным; об этом, в частности, свидетельствует широкое распространение карбонатных и тонкообломочных отложений верхнеэоценового возраста. Н<sub>q</sub> на севере, в мульдовой полосе Севано-Ширакского синклинория, охватывающей современные водоразделы Памбакского, Ширакского, Арегунийского и Базумского хребтов, уже существовал ряд продольных и островных поднятий.

Таким образом, рельеф ранне- и среднеэоценовой суши был сравнительно невысоким и спокойным, временами некоторые окраинные и внутренние поднятия погружались под воду. Позднеэоценовая же суша имела более высокий и расчлененный рельеф, что явилось результатом интенсивных преолигоценых складкообразовательных движений.

Состав неглинистых минералов и обломков пород в отложениях эоцена показывает, что основными источниками сноса на юге были осадочные породы палеозоя-триаса, вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела, а на севере - осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы юры и мела; немаловажное значение имели также породы, слагавшие новообразованные вулканические поднятия, и древний метаморфический комплекс.

Сносимый с суши материал в основном накапливался в мелководном бассейне на глубинах порядка 300 м; об этом свидетельствуют остатки фауны: все формы обитали в прибрежной и умеренно-глубоководной зоне (А. А. Габриелян, 1964). Однако обширный эоценовый бассейн очевидно имел и сравнительно более глубоководные, но ограниченные участки, где формировались, в частности, флишевые отложения. Бассейн

характеризовался нормальным гидродинамическим и газовым режимом. Исключение составляли участки вблизи вулканических центров и областей развития мутьевых потоков. Осадки отлагались в основном в субщелочной и слабовосстановительной обстановке (хемогенное карбонатообразование, аутигенный пирит, количество и тип органического вещества).

На некоторых участках Севано-Ширакского и других прогибов, начиная с раннего эоцена, развивались торфяные болота, геологическим эквивалентом которых являются угленосные серии указанного возраста. Это обстоятельство позволяет предположить, что условия седиментации здесь характеризовались в основном низкими значениями рН и высокими Eh

Таким образом, эоценовый бассейн, в целом характеризовавшийся субщелочными условиями, на некоторых заболоченных участках имел довольно низкое рН, вызванное интенсивным разложением растительного детрита, по-видимому, не без участия атмосферных вод. Хотя в пределах площади распространения болот среда в целом характеризовалась высокими значениями Eh, однако, судя по наличию сульфидов на отдельных участках (там, где накапливались в основном глинистые осадки), нижний предел Eh лежал в области отрицательных потенциалов.

Преимущественно субокислительная обстановка седиментации характерна и для других зон - Ереванско-Ордубадской и Октемберянской. Красноцветные отложения нижнего эоцена Ереванско-Ордубадской зоны характеризуются значительным содержанием гидроокислов железа (первичное пигментирующее вещество) и весьма низким - органического материала; последнего было явно недостаточно для редукции железа и "нейтрализации" окраски, хотя в них и имеются следы сульфидов.

В верхнеэоценовых красноцветных отложениях Октемберянского прогиба, по данным Э. Н. Кургиян, содержание  $C_{org}$  составляет сотые доли процента; они бедны сульфатами (0,05%) и сульфидами (0,06% от веса породы); содержание сульфидной серы в среднем составляет 0,07%. Незначительное количество сидерита и окисного железа в этих отложениях и большое содержание окислов Al в солянокислых вытяжках указывают на образование их за счет разложения лептохлоритов. Таким образом, эти отложения следует отнести к субокислительному типу сидерит-лептохлоритовой геохимической фации, лишь незначительно обогащенной сульфидами. Нужно добавить, что отмечается определенная зависимость содержания растворимых в HCl форм железа от окраски пород: в разностях с преобладанием коричневой (красно-бурой) окраски над зеленой превалирует железо окисное, а в породах зеленоватого цвета - железо закисное. Относительный расход органического вещества в стадию диагенеза в среднем составляет 87%. Можно заключить, что в эоценовом бассейне седиментации господствовал субокислительный режим, но на отдельных его участках и в определенные периоды развивались также восстановительные процессы, которые однако были выражены слабо.

Кальцитизация, хлоритизация (витрокластов и обломков эффузивных пород), аутигенные барит, целестин, пирит, широко распространенный неизменный аллотигенный биотит, отсутствие инкорпорационных и кон-

формных текстур, а также минералов-индикаторов высоких ступеней изменения, указывают на раннекатагенетический уровень изменения эоценовых пород.

Минеральный состав глин нижнеэоценовой карбонатно-терригенной субформации во всех зонах довольно сложный. Интересно отметить, что непосредственно вблизи очагов вулканизма (в Севано-Ширакской зоне и Вайоцдзоре) преобладает хлорит, а в Ереванском бассейне, удаленном от этих центров, резко возрастает роль монтмориллонита. Объясняется это тем, что монтмориллонит развивается преимущественно по тонкой пирокластике, которая заносится далеко за пределы центров извержения. Хлорит, как показали иммерсионные исследования, образуется в основном за счет связующей массы обломков пород, по грубой пирокластике — обломкам пород и ромбическим пироксенам, которые преобладают в отложениях, накапливавшихся вблизи очагов вулканизма. Однако оба минерала характерны для глин всех зон, только хлорита всегда больше (примерно вдвое) в отложениях, пространственно тяготеющих к центрам вулканической деятельности. Другим важным компонентом глин карбонатно-терригенной субформации является смешанослойный Г-М. При описании датско-палеоэоценовых глин приводились доводы в пользу того, что этот минерал образуется по монтмориллониту в стадию катагенеза. Можно добавить, что количество Г-М в глинах находится в прямой связи с содержанием в них монтмориллонита, что еще раз подтверждает тесное генетическое родство этих минералов. В глинах Севано-Ширакской зоны и Вайоцдзора содержание Г-М составляет 20-30%, а Ереванского бассейна — 40-50%. Гидрослюда и каолинит скорее всего имеют аллотигенное происхождение и связаны с продуктами размыва палеозойских, триасовых и ниже-среднеюрских отложений. Как было отмечено выше, последние играли важную роль в качестве источников сноса. Аутигенная генерация каолинита и гидрослюды  $2M_1$  исключалась условиями седиментации и характером постседиментационных процессов. Нужно добавить, что на снимках суспензий глин с существенной примесью этих минералов исключительно все частицы имеют детритовый облик.

В пирокласто-осадочной флишоидной субформации по сравнению с нижнеэоценовой, резко возрастает роль монтмориллонита во всех зонах, соответственно уменьшается значение других компонентов. Очевидно, эти изменения обусловлены участием в осадочном процессе большого количества пирокластического материала в связи с усилением вулканической деятельности в среднем эоцене. В Севано-Ширакской зоне в разрезе субформации важное место занимают эффузивные породы и субвулканические тела, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена. Вслед за внедрением этих тел начинается гидротермальный процесс, который приводит к интенсивному изменению вмещающих пирокластических и эффузивных пород. В результате образуется фация вторичных кварцитов, в составе которой важное место занимают каолиновые (огнеупорные) породы Туманянского месторождения. Вопрос о генезисе каолиновых пород имеет важное практическое значение и непосредственно связан с дальнейшей эксплуатацией месторождения, поэтому он рассматривается несколько более подробно.

В отношении генезиса каолиновых (огнеупорных) пород мнения исследователей по ряду вопросов совпадают, однако имеются и расхождения. Б. С. Вартапетян и другие (1946) считают, что они образовались в результате гидротермального, а затем и гипергенного изменения среднеэоценовых порфириров; гидротермальная же деятельность связывается с интрузией гранодиоритов, ближайший выход которых находится в двух километрах от месторождения. В наиболее поздней публикации (Мачабели и др., 1959) генезис каолиновых пород трактуется весьма сложно: сначала имело место гипергенное изменение порфириров, затем гидротермальное и, наконец, еще раз гипергенное. Обращаясь к критической оценке существующих представлений о генезисе каолиновых пород, необходимо отметить следующее:

- 1) справедливо отмечая важное значение гидротермальной деятельности, некоторые исследователи отводят существенную роль и гипергенным процессам, но при этом недостаточно четко (иногда и ошибочно) формулируют в чем именно выражается гипергенное изменение;
- 2) вопрос о генетической связи гидротермального процесса с интрузией гранодиоритов нельзя считать окончательно решенным;
- 3) вторичные кварциты в подавляющей своей массе образовались за счет пирокластических, а не эффузивных пород.

Существенную роль поверхностному выветриванию в образовании огнеупорных пород (точнее в формировании их минерального состава) приписывают Г. А. Мачабели и соавторы (1959). По данным этих исследователей, гидрослюда, монтмориллонит, галлуазит и часть каолинита относятся к гипергенным минералам. Механизм образования их, по мнению авторов, сводится к следующему. Гидрослюда образуется по плагиоклазам и вулканическому стеклу, при слабощелочной среде поверхностного выветривания; в промежуточную стадию процесса развивается монтмориллонит. Далее, интенсивный вынос калия (замещение его гидроксином) приводит к разрушению решетки гидрослюды и перестройке ее в каолиновую. В стадию превращения гидрослюды в каолинит существовали условия для образования минералов из группы галлуазита и монтмориллонита. Авторы выделяют две гипергенные генерации монтмориллонита и гидрослюды. В результате воздействия гидротермальных растворов, каолинит также образует вторую генерацию (гидротермальную). Таким образом, из глинистых минералов к сугубо гидротермальным авторы относят лишь вторую генерацию каолинита и диккит.

Как известно, галлуазит встречается в составе и гидротермально-измененных и осадочных пород, нередко он имеет и гипергенное происхождение (Милло, 1968). В сложных смесях (особенно с другими минералами из группы каолинита) в настоящее время его невозможно диагностировать иначе, как при помощи рентгена и электронной микроскопии. На электронно-микроскопических снимках галлуазит фиксируется в виде хорошо образованных трубчатых кристаллов, чем и отличается от гексагональных чешуек каолинита. У гидратированных природных разновидностей галлуазита  $d(001)$ , равное примерно  $10,3\text{Å}$ , после термообработки сокращается до  $7\text{Å}$ . На дифрактограммах и электронно-микроскопических снимках более чем 20 образцов в различной степени измененных пород нами не обнаружены указанные рефлексы, а также типичные для галлуазита формы кристаллов.

В шлифах не отмечены крупные монокристаллы галлуазита и других глинистых минералов: все они представлены тонкоагрегатными псевдоморфозами замещения. Иначе говоря, определение оптических констант глинистых минералов в данном случае не представляется возможным, следовательно, можно сомневаться в правильности диагностики галлуазита, а отсюда — в присутствии его в составе огнеупорных пород Тумаянского месторождения. Но, если даже допустить, что он тем не менее обнаружен авторами статьи, то все же остается неясным, почему этот минерал считается гипергенным. Наличие в огнеупорных породах других глинистых минералов, отмеченных авторами статьи, не вызывает сомнения, однако трудно согласиться с их мнением относительно механизма образования монтмориллонита, гидрослюды и каолинита. Неясно, например, на каком основании авторы выделяют две генерации гипергенного монтмориллонита, тем более, что вторая генерация этого минерала образуются, по мнению авторов, совместно с галлуазитом в стадию превращения гидрослюды в каолинит. Трудно представить совместное и одновременное образование галлуазита и монтмориллонита — минералов по существу антагонистических, точнее, возникающих в различных геохимических средах. Но, главное, непонятно, почему монтмориллонит является гипергенным образованием, тогда как он довольно широко распространен и во внешних фациях гидротермально-измененных пород (Набоко, 1963; Окамото и др., 1963; Милло, 1968). Разумеется, монтмориллонит характерен и для гипергенных (а также осадочных) образований, однако авторы не приводят никаких критериев для объяснения его гипергенного происхождения. Нет оснований и для выделения догидротермального гипергенного каолинита и гидрослюды (серицита) — минералов, весьма обычных в составе гидротермально-измененных пород. Вообще следует отметить, что выделение авторами первой стадии гипергенеза (догидротермальной) является в значительной мере искусственным, поскольку образование всех минеральных ассоциаций легко можно объяснить гидротермальным процессом, осложненным последующим гипергенным перераспределением вещества.

Исключительно все исследователи Тумаянского месторождения единодушны во мнении относительно связи гидротермальной деятельности с интрузией гранодиоритов. Не отрицая возможности подобной генетической связи, нам кажется, однако, что для однозначного ответа на этот вопрос нет пока достаточных оснований. Дело в том, что на месторождении довольно широко развиты даечные образования различных размеров и состава, но в основном представленные андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Непосредственно на месторождении выходы гранодиоритовых интрузий не отмечены и, наоборот, повсеместно наблюдается парагенетическая связь гидротермальной деятельности с этими дайками — в том смысле, что гидротермальный процесс начинается вслед за внедрением этих, очевидно наиболее молодых, образований в эоценовую вулканогенно-осадочную толщу. Об этом свидетельствует, например, приуроченность зон наиболее интенсивного выщелачивания к эндоконтактам даек и постепенное ослабевание процессов изменения по мере удаления от них. К сожалению, дайки эти до сих пор детально не изучены.

В образовании Туманянского месторождения важное значение имела структурная позиция района. Существенную роль, в частности, сыграли дорудные разломы, которые и явились основными путями проникновения и магмы, и газогидротерм. О гидротермальном происхождении огнеупорных пород Туманянского месторождения, помимо указанных выше факторов, свидетельствуют также присутствующие в них или ассоциирующие с ними пирит, халькопирит, барит, гипс, вторичный кварц, алунит, пирофиллит и другие минералы. Гидротермальные растворы характеризовались кислой реакцией и наличием сульфат-иона в качестве основного компонента. Об этом свидетельствуют наличие сульфидной минерализации в измененных породах, барита, гипса (последний образует и самостоятельные линзы), а также интенсивно выраженные процессы выщелачивания. Огнеупорные породы образовались, главным образом, за счет туфов, о чем свидетельствуют хорошо сохранившиеся реликтовые туфовые структуры. Расчет привноса-выноса компонентов, выполненный объемно-молекулярным методом, показывает преобладание выноса над привносом в процессе гидротермального изменения пород. Изменение туфов и порфиритов сопровождается выносом  $Si$ ,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Ca$  и привносом  $Mg$ ,  $Na$ ,  $K$  и  $(H_2O)$ . В процессе изменения жильных пород отмечается привнос  $Ca$  и  $Fe^{+3}$  значительный вынос  $Si$ , весьма значительный привнос воды. Однако общая направленность химического изменения пород в обоих случаях примерно одинакова. Очевидно это объясняется одинаковым составом гидротермальных растворов, а указанные различия – первоначальным составом и физическими свойствами исходных пород. Тем не менее, эти различия, а также некоторые другие факторы (о которых будет сказано ниже) в значительной мере обусловили своеобразие минерального состава различных типов гидротермально-измененных пород. Рассмотрим особенности изменения этих пород и какие при этом возникают минеральные новообразования.

В сравнительно слабо измененных порфиритах преобразуется лишь вулканическое стекло (мезостазис), затем изменение распространяется на гиперстен, основные плагиоклазы (фенокристаллы), другие плагиоклазы (фенокристаллы и микролиты), далее на моноклинный пироксен и биотит. Плагиоклазы подвергаются серицитизации, кальцитизации, реже – эпидотизации и сосюритизации; далее они нацело замещаются серицитом, а последний – каолинитом и кварцем. Гиперстен подвергается хлоритизации, кальцитизации, лимонитизации, реже эпидотизации; в интенсивно измененных разностях замещается хлорит-серицитовым тонкоагрегатным веществом. По моноклинному пироксену развивается хлорит, по биотиту – эпидот, серицит. Пирит, реже магнетит, подвергаются окислению и гидратации. Связующая масса замещается гидроокислами железа, серицитом (гидрослюдой), кальцитом, каолинитом, пирофиллитом, кварцем, реже – неупорядоченным смешанослойным монтмориллонит-пирофиллитом и монтмориллонитом. В интенсивно измененных разностях указанные минералы замещаются каолинитом, кварцем, отчасти алунитом. Пустоты в породах заполняются серицитом, каолинитом, реже – пренитом, кальцитом и халцедоном.

Изменение туфов начинается со стекла связующей массы, вначале вдоль микротрещинок, пузырьков и пор, а затем распространяется на стекловатый базис обломков пород, темноцветные, плагиоклазы основного состава, другие плагиоклазы (в том числе и микролиты). По фенокристаллам, а также пириту и магнетиту развиваются те же продукты, что и в измененных порфиритах. Характерно развитие монтмориллонита и неупорядоченного смешанослойного монтмориллонит-пирофиллита по цементирующей массе слабо измененных туфов. В наиболее интенсивно измененных разностях фенокристаллы и связующая масса замещаются каолинитом, пирофиллитом, диккитом, а затем кварцем, незначительно алунином. Для сравнительно слабо измененных туфов и порфиритов весьма характерным является развитие лимонита по пепловым частицам связующей массы и стекловатому базису; в интенсивно измененных разностях лимонитизация выражена значительно слабее.

В жильных породах пироксены подвергаются хлоритизации плагиоклазы — карбонатизации, хлоритизации, серицитизации. В слабо измененных разностях по основной массе развиваются монтмориллонит, пирофиллит, хлорит, отчасти каолинит; в интенсивно измененных — пирофиллит, каолинит, неупорядоченный смешанослойный монтмориллонит-пирофиллит, каолинит.

Исключительно во всех случаях характерной формой развития минеральных новообразований являются тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения, крупные монокристаллы совершенно отсутствуют (исключение составляет кварц в существенно монокварцевых породах). Характерно также прогрессивное упрощение минерального состава пород от слабо измененных к сравнительно более измененным разностям. Так, в наиболее интенсивно измененных туфах и порфиритах из глинистых минералов присутствуют лишь каолинит, диккит, пирофиллит, очень редко гидрослюда; они ассоциируют с кварцем, алунином, цирконом, рутилом, реже апатитом.

Отмеченные выше особенности минерального состава различных типов пород обусловлены характером гидротермальных растворов и их эволюцией, удаленностью (близостью) вмещающих пород от зон интенсивной циркуляции растворов, продолжительностью соприкосновения их с гидротермами, составом и физическими свойствами (первичной пористостью и проницаемостью) пород.

В зоне наиболее интенсивного выщелачивания действуют сравнительно концентрированные кислые растворы с сульфат-ионом, которые активно выносят Na, K, Ca, Mg, отчасти силикатные Si, Al и Fe. Вследствие этого формируются устойчивые в кислой среде ассоциации минералов, среди которых ведущими являются: кварц (ортомагматогенный и вторичный), циркон, каолинит, диккит, алуниг; подчиненное значение имеют пирофиллит и серицит (гидрослюда). На периферии очагов происходила постепенная нейтрализация, а затем и ошелачивание растворов. Помимо прочих факторов это было обусловлено и тем, что гидротермы развивались не изолированно от поверхностных вод. В результате все более усиливающегося влияния поверхностных гидрокарбонатных вод, растворы на периферии очагов подвергаются существенной метаморфизации: роль гидрокарбонат-иона значительно возрастает, а

затем, в наиболее удаленной зоне, становится доминирующей. Нейтрализации растворов способствует также интенсивный вынос щелочей и щелочных земель. В связи с этим отметим, что даечные образования, отличающиеся более основным составом (следовательно, и более насыщенные щелочными землями по сравнению с вмещающими кислыми породами), изменены слабее, а в продуктах изменения почти отсутствуют устойчивые в кислой среде минералы. Последнее, вероятно, объясняется нейтрализующим эффектом щелочей и щелочных земель, а также физическими свойствами жильных пород.

На различных этапах эволюции гидротерм формируются соответствующие минеральные ассоциации. В результате деятельности близких к нейтральным растворов (возможно смешанных, гидрокарбонатно-сульфатных) происходит существенное возрастание роли пирофиллита и серицита; в подчиненном количестве, но почти постоянно присутствует хлорит, значительно реже встречается монтмориллонит.

На щелочной стадии развития гидротерм формируются минеральные ассоциации с монтмориллонитом и неупорядоченным смешанослойным монтмориллонит-пирофиллитом (пирофиллит-монтмориллонитом) в качестве ведущих минералов; как второстепенные примеси в них присутствуют пирофиллит, серицит, хлорит, реже каолинит и диккит. Монтмориллонит и неупорядоченные смешанослойные образования отмечены в измененных породах некоторых колчеданных месторождений Японии (Милло, 1968). Здесь установлена определенная последовательность при замещении одного глинистого минерала другим через промежуточные неупорядоченные смешанослойные образования - для случаев, когда минерал А находится в среде, благоприятной для образования минерала В. Такая последовательная трансформация пирофиллита (П) в монтмориллонит (М) наблюдается в измененных породах Туманянского месторождения: П → МП → ПМ → М. Интересно отметить, что серицит не образует смешанослойных фаз с каолинитом: замещение его последним происходит непосредственно; во всяком случае подобные смешанослойные образования на Туманянском месторождении не зафиксированы.

Таким образом, деятельность кислых сернокислых растворов приводит к формированию минеральных ассоциаций, в которых доминируют каолинит и диккит. В зоне циркуляции щелочных гидрокарбонатных растворов (периферийные фации) формируется монтмориллонитовая ассоциация с неупорядоченными смешанослойными пирофиллит-монтмориллонитом, монтмориллонит-пирофиллитом, хлоритом. Образование серицитовой ассоциации с подчиненными каолинитом и пирофиллитом происходит в результате деятельности нейтральных растворов в промежуточную стадию развития гидротерм. Из наиболее характерных неглинистых минералов с каолинитом и диккитом ассоциируют кварц (первичный и вторичный), циркон, иногда алуниит. Эти же минералы, а также плагиоклазы ассоциируют с серицитом. С монтмориллонитом, кроме перечисленных минералов (за исключением вторичного кварца), встречается также эпидот.

В соответствии с образованием указанных выше минеральных ассоциаций можно объяснить и поведение некоторых элементов в процессе гидротермальной деятельности (речь идет главным образом об элемен-

тах, перешедших в раствор из вмещающих пород). Щелочи фиксируются в зоне серицитизации, обуславливая тем самым окончательное образование этой фации. Фиксация магния происходит в зоне монтмориллонитизации — при генерации хлорита и монтмориллонита. Из щелочей и щелочных земель наиболее подвижным в данном случае оказывается кальций, который фиксируется очевидно после отложения руды в виде гипса и кальцита. Миграция силикатного железа контролируется главным образом Eh — фактором, следовательно, можно считать, что оно мигрирует до области смещения гидротерм с несущими избыток кислорода поверхностными водами. Поэтому фиксация его приурочена к довольно широкой полосе, охватывающей по крайней мере области распространения пиррофиллита, серицита, монтмориллонита, хлорита. В результате окисления и гидратации, железо выпадает здесь в виде гидроокислов, но возможно часть его фиксируется раньше в виде сульфидов.

Мобилизация подвижного кремния происходит главным образом в зоне интенсивного выщелачивания; в основном здесь же, из пересыщенных кремнием растворов, имеет место генерация вторичного кварца, по-видимому, не без участия  $Al^{+3}$  в качестве катализатора. Однако окварцевание пород и обогащение их другими кремнистыми минералами несомненно происходит и за счет остаточного кремнезема, в результате выщелачивания более подвижных элементов. Несколько раньше, но, по-видимому, в аналогичных условиях в виде алуниита фиксируется и алюминий (как было отмечено, алуниит установлен лишь в существенно монокварцевых породах).

Таким образом, формирование минерального состава каолиновых пород было обусловлено в основном деятельностью гидротермальных растворов. Какова же роль гипергенных процессов в последующем перераспределении вещества? Они выразились главным образом в окислении сульфидов, в результате чего формируются вторичные кислые сернокислые растворы, сходные в этом отношении с первичными гидротермами. Поэтому трудно допустить сколько-нибудь существенное гипергенное преобразование минерального состава измененных пород зоны распространения каолинит-диккит-кварцевой и, возможно, пиррофиллит-серицит-кварцевой ассоциаций, т.е. там, где уже был сформирован в результате деятельности гидротерм устойчивый (в кислой среде) профиль минералов.

Гипергенное изменение выразилось главным образом в окислении сульфидов, образовании новой генерации лимонита и железных шпал, т.е. в основном в перераспределении железа и серы. Кроме того, в результате гипергенных процессов была нарушена последовательность (зональность) минеральных фаций.

Что же представляют собой огнеупорные породы Туманянского месторождения как геологические объекты? Анализ материала позволяет отнести их к вторичным кварцитам, о чем свидетельствуют следующие факты: 1) измененные породы формируются в основном за счет продуктов поверхностного вулканизма кислого и среднего состава (лав и туфов); 2) пространственная или парагенетическая связь гидротермального процесса, в результате которой образовались огнеупорные породы, с дайковыми образованиями, иногда сходного, но чаще более основного состава, чем вмещающие породы; 3) наличие в поле развития огнеупорных пород ти-

пичных для формаций вторичных кварцитов минеральных ассоциаций; 4) наличие тонкоагрегатных псевдоморфоз замещения как основной (если исключить вторичный кварц, можно сказать единственной) формы изменения пород.

Нужно однако оговориться, что на Туманянском месторождении отсутствует сколько-нибудь четко выраженная фациально-минералогическая зональность, являющаяся характерным признаком формаций вторичных кварцитов. Как известно, в поле развития вторичных кварцитов выделяется следующая последовательность минеральных фаций (Наковник, 1968): корундовая – андалузитовая – диаспоровая – алунитовая – каолинитовая – пирофиллитовая – серицитовая; наиболее внешняя фация вторичных кварцитов граничит с зоной пропилитового изменения, которая переходит в свежие породы.

Если считать, что минеральные фации – это более или менее устойчивые в пространстве ассоциации минералов, то выделение их на Туманянском месторождении было бы искусственным: здесь отсутствует последовательный ряд подобных фаций. Более того, очень часто наблюдается пересечение одних фаций другими; ведущие минералы (почти в одинаковых количествах) различных фаций встречаются на очень небольших расстояниях, нередко измеряемых первыми метрами. Нам кажется, что последовательное развитие минеральных фаций на Туманянском месторождении могло быть нарушено по следующим причинам: 1) перемещением зон интенсивного выщелачивания в результате изменения направления движения газогидротерм; 2) неоднородностью состава и различием физических свойств вмещающих пород; 3) гипергенными процессами.

Несмотря на отсутствие последовательного ряда минеральных фаций (зональности), на Туманянском месторождении достаточно отчетливо обособляются отдельные минеральные ассоциации в том смысле, что составляющие их главные минералы, как правило, встречаются совместно и в определенных соотношениях. Таким образом, в конкретном случае уместно говорить не о минеральных фациях (зонах), а скорее о наиболее часто встречающихся минеральных ассоциациях, парагенезисах минералов, сосуществующих рядом без явлений замещения.

Именно в этом смысле и выделены нами следующие семь ассоциаций: 1) алуни́т-кварцевая с каолинитом и пирофиллитом; 2) диккит-каолинитовая с кварцем и алуни́том; 3) пирофиллит-каолинитовая с кварцем; 4) каолинит-пирофиллитовая с кварцем и серицитом; 5) пирофиллит-серицитовая с каолинитом и кварцем; 6) пирофиллит-монтмориллонитовая с серицитом, хлоритом и эпидотом; 7) монтмориллонит-смешанослойный пирофиллит-монтмориллонитовая с пирофиллитом, серицитом, хлоритом и эпидотом.

Эти ассоциации можно рассматривать как реликты первичных минеральных фаций. Алуни́т-кварцевая ассоциация в идеальной метасоматической колонке соответствует, очевидно, алунитовой фации; диккит-каолинитовая, пирофиллит-каолинитовая, каолинит-пирофиллитовая и пирофиллит-серицитовая ассоциации фиксируют средние зоны формаций вторичных кварцитов – соответственно каолинитовую, пирофиллитовую и серицитовую. Наконец, пирофиллит-монтмориллонитовые и монтморил-

лонит-смешанослойные пиррофиллит-монтмориллонитовые ассоциации соответствуют, очевидно, зоне пропилитового изменения.

Необходимо в связи с этим отметить, что непосредственно на Туманянском месторождении не зафиксированы реликты крайних внутренних фаций (корундовой, андалузитовой, диаспоровой); алунит-кварцевая ассоциация в основном характерна для пород участков Шлоркут и Кариндж. Недостаточно отчетливо выражена также зона пропилитового изменения. Из характерных для этой зоны минералов – альбита, адуляра, хлорита и эпидота – первые два вообще не установлены, а хлорит и эпидот присутствуют в незначительных количествах.

Таким образом, на разрабатываемом в настоящее время участке Туманянского месторождения зафиксированы лишь реликты средних зон формаций вторичных кварцитов: каолинитовой, пиррофиллитовой и серицитовой; умеренно выражены также реликты зоны пропилитового изменения. Другими словами, отсутствуют, либо слабо выражены, крайние внутренние фации и зона пропилитового изменения, т.е. именно те, которые представляют наибольший интерес в смысле локализации в них полезных ископаемых (внутренние фации, а также граничащая с пропилитовой внешняя зона). Внутренние фации возможно вообще не развивались (что не исключается при наличии на месторождении пород среднего состава), но следует все же считать целесообразным поиски этих фаций, тем более, что работы могут быть направлены одновременно и на выявление внешних фаций, существование которых не вызывает сомнения.

Позднеэоценовое время в масштабе Малого Кавказа можно охарактеризовать как начальный период орогенного этапа развития. На территории Армянской ССР в это время осадконакопление во многих зонах продолжалось, хотя и она стала постепенно вовлекаться в поднятие. Наиболее ощутимо поднятие проявилось в области Севано-Ширакской интрагеосинклинали. Моменту относительной стабилизации региона в процессе его воздымания, вызванного преолигоценными движениями, как раз и соответствует формирование верхнеэоценовой триггенно-карбонатной субформации. Набор глинистых минералов в глинах этой субформации практически не изменяется со времени среднего эоцена. Сохраняются также генетические типы глинистых пород и минералов. Несколько иным оказывается их соотношение в различных зонах. Так, в Вайоцдзоре заметно возрастает роль гидрослюд и смешанослойного Г-М, в Севано-Ширакской зоне – хлорита и монтмориллонита, в Ереванской – смешанослойного Г-М и монтмориллонита. Эти различия в соотношении компонентов в пределах отдельных зон находятся в зависимости от распределения центров вулканизма и намечавшегося коренного изменения структурного плана региона. Хотя основные центры вулканизма продолжают оставаться в Севано-Ширакской зоне и в Вайоцдзоре, однако соотношение их изменяется. В первой вулканизм был более интенсивным, кроме того, некоторые участки здесь высвобождаются от морского покрова и вовлекаются в сферу размыва. В южной зоне (главным образом в Вайоцдзоре) возрастает роль палеозойских и триасовых пород как источников сноса. В основном палеогеографическими факторами объясняются наблюдаемые различия в соотношении глинистых минералов в отложениях северных и южных областей в позднеэоценовое время.

## Глава У1

### ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО-ОРОГЕННОГО ЭТАПА ( $Pg^3 - Q$ )

#### ПРИАРАКСИНСКАЯ И СКЛАДЧАТАЯ ЗОНЫ

##### Подзона Севано-Ширакского синклиория

##### Шлировая формация (нижний олигоцен)

Отложения шлировой формации распространены на северном склоне Базумского хребта, в районе г. Медвежья, к югу от села Гергер и к западу от гор. Степанавана. Нижняя часть разреза формации сложена конгломератами, полевошпатовыми граувакками, глинами, верхняя — известковыми туфоалевролитами. Мощность формации составляет 250 м.

Глины и глинистые сланцы являются наиболее распространенными породами; они почти полностью слагают нижнюю часть разреза, меньше распространены в кровле формации, в целом составляют около 40% ее мощности. Рассланцованные глины встречаются в основном в средней части разреза. Глины жирные на ощупь, массивные и слоистые, плотные, нередко комковатые. Цвет серый, темно-серый, зеленовато-серый. Они переслаиваются с темно-серыми, почти черными, иногда битуминозными сланцами. Местами глины постепенно переходят в песчанистые разности и затем в песчаники. В мощных (до 40 м) глинистых пачках прослеживается ритмичное чередование мелкозернистых песчаников, желтовато-серых и зеленовато-серых глин. Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены полевошпатовыми граувакками.

Гранулометрический состав глин: фракция  $< 0,001$  мм — 48%,  $0,001-0,01$  мм — 20%,  $0,01-0,1$  мм — 15%,  $> 0,1$  мм — 17%. Карбонатность колеблется в пределах 0–2%. Структура глинистых пород обломочная, лептопелитовая, мегалепитовая, алевропелитовая, реликтовая туфовая, текстура беспорядочная, слабо ориентированная, иногда пятнистая, вызванная неравномерным распределением в породе гидроокислов железа. Песчано-алевритовые частицы представлены полевыми шпатами, единичными чешуйками биотита, кварцем, цирконом.

Пирокластический материал (обломки порфиритов, вулканическое стекло, полевые шпаты) распределен в породе крайне неравномерно, участками. По тонкой пирокластике развиваются хлорит и монтмориллонит,

иногда кремнистый минерал. Обломки пород обычно замещены глинистым веществом того же состава, что и глинистая основа, в которой некоторые зерна нацело растворены и контуры их распознаются лишь при скрещенных николях. Очевидно, имеет место перемещение вновь образованного по обломкам пород и вулканическому стеклу хлорит-монтмориллонитового вещества в глинистую основу. Для последней характерны интенсивная лимонитизация и умеренная карбонатизация. Полевые шпаты слабо серицитизированы и карбонатизированы; биотит обычно не изменен, иногда хлоритизирован и лимонитизирован.

Иммерсионным методом в глинах установлены интенсивно измененные полевые шпаты, вулканическое стекло и обломки пород (95-100% легкой фракции), плагиоклазы (1-5%), кварц, гидроокислы железа (95-100% тяжелой фракции), гематит (1-5%), авгит, гиперстен, биотит, обыкновенная роговая обманка, циркон.

Породообразующими глинистыми минералами являются монтмориллонит (50-70%) и хлорит (50-70%), в качестве примеси постоянно присутствует гидрослюда. В распределении глинистых минералов в разрезе и на площади распространения формации какой-либо закономерности не наблюдается.

Монтмориллонит (табл. 69) обнаруживается по серии базальных отражений с  $d = 17,7; 8,9; 5,8\text{Å}$  на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов. Встречаются Na - и Ca - монтмориллониты, у которых на рентгенограммах природных образцов  $d(001)$  равно соответственно  $12,6\text{Å}$  и  $14,6\text{Å}$ . После прокаливания отражение первого порядка во всех случаях сокращается до  $d = 10\text{Å}$ . Основные характеристики монтмориллонита не изменяются после обработки в HCl. Минерал диоктаэдрический, с параметрами:  $a = 5,16\text{кх}$ ,  $b = 8,96\text{кх}$ ,  $c = 10\text{кх}$ ,  $\beta = 100^\circ$ .

Хлорит на рентгенограммах природных, прокаленных и насыщенных глицерином образцов фиксируется по серии базальных рефлексов с  $d = 14\text{Å}; 7\text{Å}; 4,7\text{Å}; 3,5\text{Å}$ . Хлорит железистый, отражения второго и четвертого порядка сильнее отражений первого и третьего порядков. После обработки в HCl базальные отражения исчезают.

Гидрослюда на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов фиксируется по слабым рефлексам с  $d = 10\text{Å}$  и  $5\text{Å}$ . Кривые нагревания ряда образцов (рис. 39) типичны для монтмориллонитовых глин: на них фиксируются три эндоефекта, соответствующие выделению различных типов воды, причем первый эндоефект выражен значительно интенсивнее других. Термограммы образцов смешанного (хлорит-монтмориллонитового) состава характеризуются меньшей интенсивностью первых эндоефектов, максимумы которых смещаются в более низкотемпературную часть. На электронно-микроскопических снимках фиксируются частицы неопределенной формы и различной плотности. Содержание породообразующих элементов в глинах шпировой формации (табл. 70) указывает на их монтмориллонитовый состав. Из малых элементов (табл. 71) высокие концентрации образуют Mn, Ti.



Химический состав глин шлировой формации  
Севано-Ширакского синклинория

Окислы в %	2012	2013	2014	2015	2016
SiO <sub>2</sub>	57,63	56,26	57,01	54,00	57,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,89	16,91	17,55	18,72	17,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	3,68	8,18	7,74	5,15
FeO	1,44	1,00	0,29	1,72	1,08
MnO	0,07	-	0,12	0,05	0,07
CaO	3,11	4,96	2,56	2,14	2,15
MgO	1,63	1,91	0,97	1,08	1,14
H <sub>2</sub> O	5,42	6,14	6,62	6,73	5,13
п.п.п.	8,52	8,18	5,15	6,05	8,27
Na <sub>2</sub> O	2,09	1,77	1,40	1,81	1,41
K <sub>2</sub> O	1,14	0,11	1,00	0,57	0,88

Таблица 71

Содержание малых элементов в глинах шлировой  
формации Севано-Ширакского синклинория

Элементы	Количество во анали- зов	Пределы коле- баний	Среднеариф- метическое в %	Модаль- ное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	18	0,01-0,3	0,028	0,030	4,5 · 10 <sup>-2</sup>
Ba	"	0,03-0,1	0,031	0,031	8 · 10 <sup>-2</sup>
Mn	"	0,03-0,1	0,083	0,077	0,7 · 10 <sup>-2</sup>
Ni	"	0,003-0,01	0,010	0,010	9,5 · 10 <sup>-3</sup>
Co	"	0,003-0,01	0,0061	0,0057	2 · 10 <sup>-3</sup>
Ti	"	0,5-0,8	0,72	0,73	4,5 · 10 <sup>-1</sup>
V	"	0,03-0,1	0,038	0,035	9 · 10 <sup>-3</sup>
Cr	"	0,03-0,1	0,038	0,038	1 · 10 <sup>-2</sup>
Cu	"	0,01-0,03	0,014	0,015	5,4 · 10 <sup>-3</sup>
B	"	0,003-0,01	0,0037	0,0036	1 · 10 <sup>-2</sup>

Верхняя молассовая угленосная формация  
(средний-верхний олигоцен)

Отложения верхней молассовой формации распространены в окрестностях гор Дилижана и в районе села Амасия. Они представлены песчаниками (полевошпатовыми граувакками), глинами, конгломератами, содержащими прослой горючих сланцев и углей. Формация имеет градационное строение: в разрезе выделяются четыре ритмопачки и тридцать микроритмов (Саркисян, 1974), отражающих постепенную смену условий образования пород - озерных, аллювиально-пролювиальных,

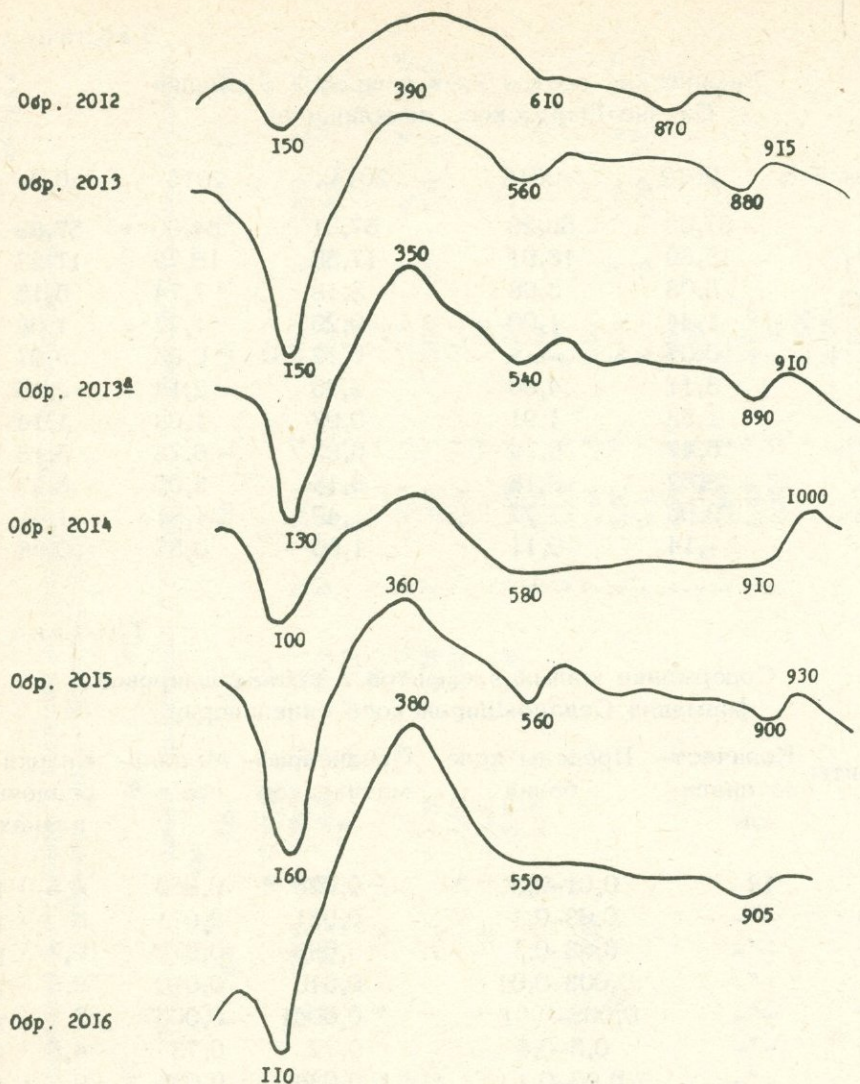


Рис. 39. Термограммы глин шпировой формации Севано-Ширакской зоны.

болотных. Все ритмопачки в основании сложены гравелитами или песчаниками и завершаются глинами, глинистыми или горючими сланцами. Мощность ритмов колеблется в широких пределах – от нескольких до 60 м. Общая мощность формации достигает 600 м. Глинистые породы (массивные и рассланцованные глины, битуминозные сланцы) составляют 60% мощности формации и развиты преимущественно в нижней части разреза. Мощность глинистых слоев колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 40 м, слоистость горизонтальная. В мощных пачках глины чередуются с глинистыми и битуминозными сланцами.

Глины серые, шоколадно-бурые, желтовато-коричневые, массивные и слоистые, местами сланцевые. Хорошо отмученные разности, жирные на ощупь, развиты в нижней части разреза, выше преобладают песчано-алевритовые и углистые разности. Отдельные слои глин включают большое количество обуглившегося растительного детрита, остатки пресноводных гастропод и рыб, листьев хорошей сохранности и известковистые конкреции диаметром до 10-15 см. В трещинах и на плоскостях напластования глинистых пород отмечаются скопления вторичного гипса. Рассланцованные глины и битуминозные сланцы слагают среднюю часть разреза. Слоистость рассланцованных глин и битуминозных сланцев тонкая горизонтальная, иногда слабо волнистая. На плоскостях напластования нередко отмечается хорошо выраженная мелкая рябь. Контакт между глинистыми и битуминозными сланцами постепенный, мощность их достигает 10 м, глинистых сланцев - 20 м. В битуминозных сланцах отмечаются налеты ярозита, неравномерно распределенные скопления пирита, в рассланцованных глинах - хорошо сохранившиеся остатки флоры и пресноводной икhtiофауны. Цвет рассланцованных глин желтовато-серый, серый, темно-серый, битуминозных сланцев - темно-серый и черный, обусловленный наличием битумов и тонкодисперсного углистого вещества.

Среднее содержание фракции  $< 0,001$  мм в глинах составляет 49%; 0,001-0,01 мм - 18,5%, 0,01-0,1 мм - 20%,  $> 0,1$  мм - 12,5%. Карбонатность колеблется в пределах 0-8%, причем повышенной карбонатностью отличаются массивные глины.

Структура лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая, реликтовая пепловая, текстура беспорядочная, реже пятнистая, полосчатая, слабо ориентированная. В глинах с реликтовой пепловой структурой частицы размером  $> 0,01$  мм достигают 30% объема породы. Они представлены обломками эффузивных пород кислого и среднего состава (до 70%), плагиоклазами (до 15%), вулканическим стеклом - бесцветным и буровато-желтым (до 15%), пироксеном, цирконом. Обломки эффузивных пород изменены в кварц-полевошпатовый агрегат, карбонатизированы, хлоритизированы, замешены монтмориллонит-палагонитовым веществом. Плагиоклазы изменены слабо, слегка серицитизированы и карбонатизированы. Вулканические стекла, осколки которых имеют причудливую форму, частично раскристаллизованы, пироксены хлоритизированы и лимонитизированы. В глинах с незначительной примесью пироклаستيки частицы песчаной размерности составляют 5-10%. Они представлены кварцем, полевыми шпатами, обломками эффузивных пород, песчаников, кварцитов и серпентинитов. Характер изменения обломков пород и полевых шпатов такой же, как и в описанной выше разновидности. Они отличаются умеренной лимонитизацией, карбонатизацией, хлоритизацией и слабым окремнением основной массы. Характерно наличие остатков пресноводной микрофауны. Иммерсионным методом в глинах и сланцах установлены интенсивно измененные вулканические стекла, полевые шпаты и обломки пород (95-100% легкой фракции), слабо измененные плагиоклазы (1-5%), гидроокислы железа (80-95% тяжелой фракции), магнетит (5-10%), гематит (1-2%), авгит, гиперстен, диопсид (1%), мусковит, биотит (1%), обыкновенная роговая обманка, эпидот (1%), циркон, сфен, корунд.

Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит (70–90%), в качестве примесей установлены хлорит (до 20%), каолинит и гидрослюда (до 10%).

Монтмориллонит характеризуется однородным составом межслоевых промежутков, о чем свидетельствуют узкие базальные отражения на рентгенограммах необработанных и насыщенных глицерином образцов, однако межплоскостное расстояние первого порядка для различных образцов колеблется в пределах 14,6–15,2 Å. Во всех случаях  $d(001)$  на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов возрастает до  $d = 17,6–17,7 \text{ Å}$ . Минерал диоктаэдрический,  $d(060) = 1,50$ , параметры ячейки:  $a = 5,17 \text{ кх}$ ,  $b = 8,96 \text{ Å}$ ;  $c = 10 \text{ кх}$ ,  $\beta = 100^\circ$ .

Хлорит фиксируется на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов по слабым отражениям с  $d = 14 \text{ Å}$ ;  $7,1 \text{ Å}$  и более интенсивному рефлексу с  $d = 3,5 \text{ Å}$ , что указывает на триоктаэдрическую структуру минерала.

Гидрослюда на рентгенограммах природных образцов фиксируется по весьма слабым отражениям с  $d = 10 \text{ Å}$  и  $5 \text{ Å}$ , которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. На дифрактограммах некоторых образцов, обработанных в 10% HCl сохраняется очень слабый рефлекс с  $d = 7 \text{ Å}$ , что свидетельствует о наличии в них незначительной примеси каолинита. Термограммы типичны для монтмориллонитовых глин: фиксируются три эндоэффекта, соответствующие выделению различных типов воды и распаду решетки минерала (рис. 40 №№ 130–137). На кривых нагревания с примесью хлорита и каолинита второй эндоэффект имеет более широкий пик и, кроме того, иногда фиксируется слабый экзоэффект с максимумом при  $1000^\circ \text{C}$ , соответствующий кристаллизации высокотемпературных фаз (рис. 40, обр. 137). На электронно-микроскопических снимках фиксируются частицы неопределенной формы и различной плотности.

Содержание породообразующих элементов (табл. 72) в глинах указывает на их монтмориллонитовый состав; из малых элементов (табл. 73) повышенный фон образует только Ti

Для рассматриваемой формации характерны две ассоциации глинистых минералов: 1) монтмориллонитовая; 2) хлорит–монтмориллонитовая. В последней иногда присутствуют также гидрослюда и каолинит.

#### Подзоны Октемберянского и Приереванского прогибов Октемберянский (Нижнеахурянский) прогиб

Октемберянский прогиб расположен в западной части Приараксинской зоны. На северо-востоке и востоке он ограничен погребенными выступами фундамента и поперечными поднятиями (Агавнатунским, Айн-тапским и др.), на юге, юго-западе и западе простирается за пределы республики – на территорию Турции. Данных о глубинном геологическом строении Октемберянского прогиба, времени его заложения, строении фундамента, границах все еще недостаточно. Нельзя считать решенным и вопрос о возрасте слагающих его осадочных формаций, их распространении и объеме. Внутри Октемберянского бассейна выделяется ряд локальных прогибов (Сабунчинский, Лукашинский, собственно

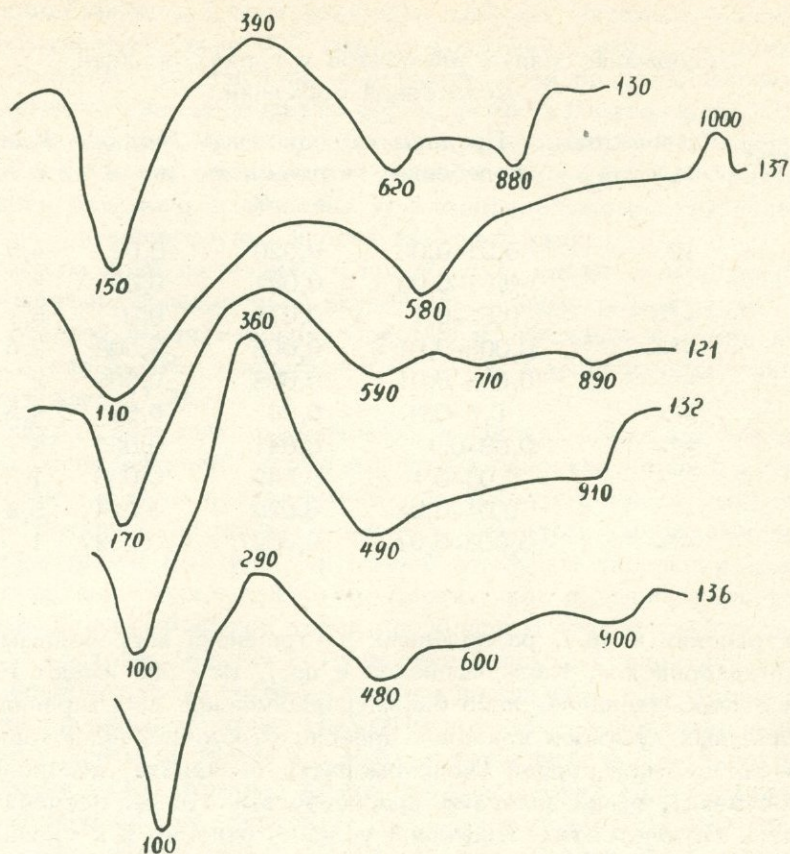


Рис. 40. Термограммы глин верхней молассовой формации.

Таблица 72

Химический состав глин верхней молассовой формации

Окислы в %	121	130	132	136	137
SiO <sub>2</sub>	57,15	58,75	56,89	57,48	60,01
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,62	0,70	0,66	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,29	15,29	15,16	17,31	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,72	3,42	3,31	2,94	5,56
FeO	0,58	1,28	1,51	1,01	0,29
MnO	-	0,08	0,07	-	-
CaO	0,63	1,05	1,33	2,04	0,49
MgO	1,09	2,83	2,91	1,11	1,22
H <sub>2</sub> O	3,38	5,35	6,44	5,88	3,79
п.н.п.	11,28	8,75	9,11	9,55	8,26
Na <sub>2</sub> O	0,62	1,00	0,83	0,58	0,45
K <sub>2</sub> O	1,35	1,20	1,16	0,64	1,95

Содержание малых элементов в глинах верхней  
молассовой формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеариф- метическое в %	Модаль- ное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	12	0,01-0,03	0,020	0,02	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,01-0,03	0,022	0,02	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,03-0,1	0,075	0,07	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,003-0,01	0,008	0,008	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,003-0,01	0,008	0,008	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,5-0,8	0,66	0,68	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,03-0,1	0,041	0,039	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,03-0,1	0,042	0,039	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,01-0,03	0,026	0,024	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	"	0,003-0,01	0,0027	0,0027	$1 \cdot 10^{-2}$

Нижнеахурянский и др.), разделенных внутренними погребенными поднятиями (Маркаринское, Кармрашенское и др.). Все они имеют главным образом северо-западное, либо близмеридиональное простирание. В контуре указанных прогибов наиболее древние отложения представлены терригенно-карбонатной серией (конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, известняки); выше залегают красноцветные глины, песчаники, конгломераты. Возраст этих отложений условно относится к среднему-верхнему эоцену. Они вскрыты всего лишь несколькими скважинами, причем в ограниченном по объему kernовом материале доля глинистых пород также весьма незначительна. Все это исключает возможность детального описания этих глин, что имело бы важное значение в смысле корреляции их с глинами одновозрастных формаций других структурно-формационных зон. Фактически из разреза палеогеновой серии, участвующей в строении Октемберянского прогиба, имеется возможность описания лишь глин шлировой формации. Вышележащие отложения орогенного комплекса по составу слагающих их глин сходны с таковыми Приереванского прогиба, поэтому ниже описание их приводится совместно для обоих прогибов.

#### Шлировая формация (олигоцен)

Отложения шлировой формации вскрыты многочисленными скважинами. Максимальная мощность формации достигает 2500 м. Глины особенно распространены в центральной части прогиба; на юге, востоке и севере от области развития глин, в зонах внутренних (подводных) поднятий, роль грубообломочного материала возрастает. Формациеобразующими породами являются глины, песчаники и алевролиты, значительно меньше распространены пелитоморфные и органогенные известняки. Петрографические типы алевро-песчаных пород представлены полевошпа-

товыми граувакками. Глины являются наиболее распространенным типом пород; составляют около 60% объема формации. Глинистые пачки мощностью более 100 м отмечены в средней части разреза. Окраска пород серая, темно-серая, зеленовато-серая, реже буровато-серая. Глины плотные, массивные, толстослоистые, с оскольчатым и раковистым изломом. Часто в них отмечаются "зеркала скольжения". Характерно также наличие большого количества углефицированных растительных остатков, микро- и макрофауны, частей скелетов рыб.

По данным гранулометрического анализа, глины в основном плохо отсортированы; сравнительно хорошо отмученные разности распространены в средней части разреза. Содержание песчаной фракции колеблется в пределах 3-10%, алевритовой - 5-40%. Карбонатность глин в среднем составляет 11,2%.

Структура глин алевро-пелитовая, пелитовая, реже мегапелитовая, текстура беспорядочная, участками слабо ориентированная. Песчаные и алевритовые частицы представлены плагиоклазом, хлоритом (хлоритизированный витрический пепел), кварцем, биотитом, обломками пород, рудными минералами. В глинистой основе отмечены скопления тонкодисперсного органического вещества. Биотит, как правило, подвергнут хлоритизации. Среди обломков пород преобладают порфириды среднего и основного состава, меньше встречаются обломки серпентинитов, гранитоидов, карбонатов, фтанитов. Обломки порфиритов хлоритизированы и карбонатизированы, обломки гранитоидов слабо серицитизированы.

Иммерсионным методом в глинах установлены обломки пород (2-12%), кварц (2%), полевые шпаты (3,5%), хлорит (0,3%), магнетит (7,5%), циркон (2,1%), турмалин (0,3%), рутил (0,1%), пикотит (0,9%), гранаты (1%), сфен (0,6%), корунд (0,15%), эпидот (8%), цоизит (1,06%), биотит (1%), мусковит (0,1%), зеленая слюда (0,2%), пироксены (2,0%), амфиболы (0,9%). Из аутигенных минералов встречаются пирит (32,5%), барит (0,5%), доломит (0,3%), гидрокислы железа (5,2%).

В глинах шпировой формации установлены монтмориллонит (до 90%), хлорит, каолинит, гидрослюда, неупорядоченное смешанослойное образование типа монтмориллонит-гидрослюда (вместе составляют 30% глинистой фракции).

Монтмориллонит является порообразующим минералом. На дифрактограммах линия с  $d(001) = 14,8\text{\AA}$  после насыщения образцов глициерином смещается к  $d = 17,9\text{\AA}$ ; одновременно возникает целочисленная серия рефлексов (OCL) с  $d = 9\text{\AA}$ ;  $5,9\text{\AA}$  и т.д. Октаэдры минерала заселены главным образом  $Al^{+3}$ , после кипячения в HCl он не растворяется,  $d(060) = 1,497\text{\AA}$ . После термообработки появляются линии с  $d = 9,8\text{\AA}$ ;  $4,9\text{\AA}$ ;  $3,22\text{\AA}$ . В результате воздействия соляной кислоты образуется H-монтмориллонит с  $d(001) = 12,5\text{\AA}$ . Параметр "в" ячейки минерала во всех исследованных образцах имеет одно и то же значение -  $6 \cdot d(060)$ , что свидетельствует о его химической однородности; по составу же межслоевых промежутков монтмориллонит не всегда однороден, т.е. не все межслоевые промежутки содержат два слоя молекул воды (иногда фиксируется один или три слоя). На рентгенограммах некоторых природных образцов не возникает строго целочисленная серия базальных отражений, а сами рефлексы очень размыты. Вероятно, не-

однородность межслоевых промежутков монтмориллонита влияет и на характер поглощения им глицерина, поскольку отражения с  $d = 17,9\text{\AA}$  также заметно размыты. Как известно, некоторые вермикулиты, имеющие малый заряд на поверхности тетраэдрических сеток, при насыщении глицерином разбухают и в этих случаях отличить их от монтмориллонита трудно. Для более точной диагностики породообразующего монтмориллонита, образцы были насыщены ионами  $\text{Mg}^{2+}$  (обрабатывались в растворе  $\text{MgCl}_2$ ). После такой обработки минерал сохраняет способность к набуханию, что свидетельствует о принадлежности его к монтмориллонитовой группе. По данным электронографии, структура минерала диоктаэдрическая, модификации 1M, с нечетким периодом "с"; отличается плохой взаимной ориентацией слоев и весьма несовершенной структурой, но в ряде случаев параметры элементарной ячейки определяются. Они имеют следующие значения:  $a = 5,17\text{ кх}$ ,  $b = 8,96\text{ кх}$ ,  $c = 10,1\text{ кх}$ ,  $\beta = 100^{\circ}5'$ . На снимках суспензий частицы имеют неопределенную форму и размытые линии ограничения. Кривые нагревания (рис. 41) типичны для монтмориллонитовых глин.

Каолинит присутствует в качестве постоянной, но второстепенной примеси (в глинах верхних горизонтов содержание его заметно возрастает). Обнаруживается по линиям с  $d(001) = 7,1\text{\AA}$ ;  $d(002) = 3,55\text{\AA}$  на рентгенограммах природного образца, которые не исчезают после обработки его соляной кислотой. Линии, характерные для хорошо окристаллизованных разностей, отсутствуют (выявляется лишь по базальным отражениям).

Хлорит является характерной примесью в глинах нижних горизонтов. Относится к триоктаэдрическому типу. На рентгенограммах фиксируются базальные отражения с  $d = 14\text{\AA}$ ,  $7\text{\AA}$ ,  $3,5\text{\AA}$ ; после прокаливания и насыщения образцов глицерином они не изменяются, после обработки соляной кислотой исчезают. В глинах нижних горизонтов хлорит лучше окристаллизован. Относится к железистой разности, отражения второго и четвертого порядка сильнее отражений первого и третьего.

Гидрослюда присутствует постоянно, но распределение его не контролируется в разрезе. На рентгенограммах природных и насыщенных глицерином образцов фиксируется слабая линия с  $d(001) = 10\text{\AA}$ , которая сохраняется после термообработки.

На некоторых рентгенограммах природного ориентированного образца фиксируется отражение в виде широкой полосы, наиболее интенсивная часть которой расположена в области  $12,6\text{\AA}$ ; с несколько меньшей интенсивностью она простирается до области с  $d = 10,4\text{\AA}$ . Очевидно, межслоевые промежутки, разделяющие пиррофиллитовые слои, по составу неоднородны, т.е. образцы содержат смешанослойную фазу монтмориллонит-гидрослюдистого состава с различным соотношением переслаивающихся компонентов. О неоднородности межслоевых промежутков в монтмориллоните свидетельствует и тот факт, что после насыщения образца глицерином на рентгенограммах возникает широкий рефлекс в области  $d = 16-18\text{\AA}$  и не кратный ему рефлекс "второго" порядка с  $d = 9,6\text{\AA}$ . В некоторых образцах преобладают межслоевые промежутки, содержащие один слой молекул воды. Эти слои дают отражения с  $d = 12,4\text{\AA}$ ; наряду с ними, имеются зоны, в которых соотношение

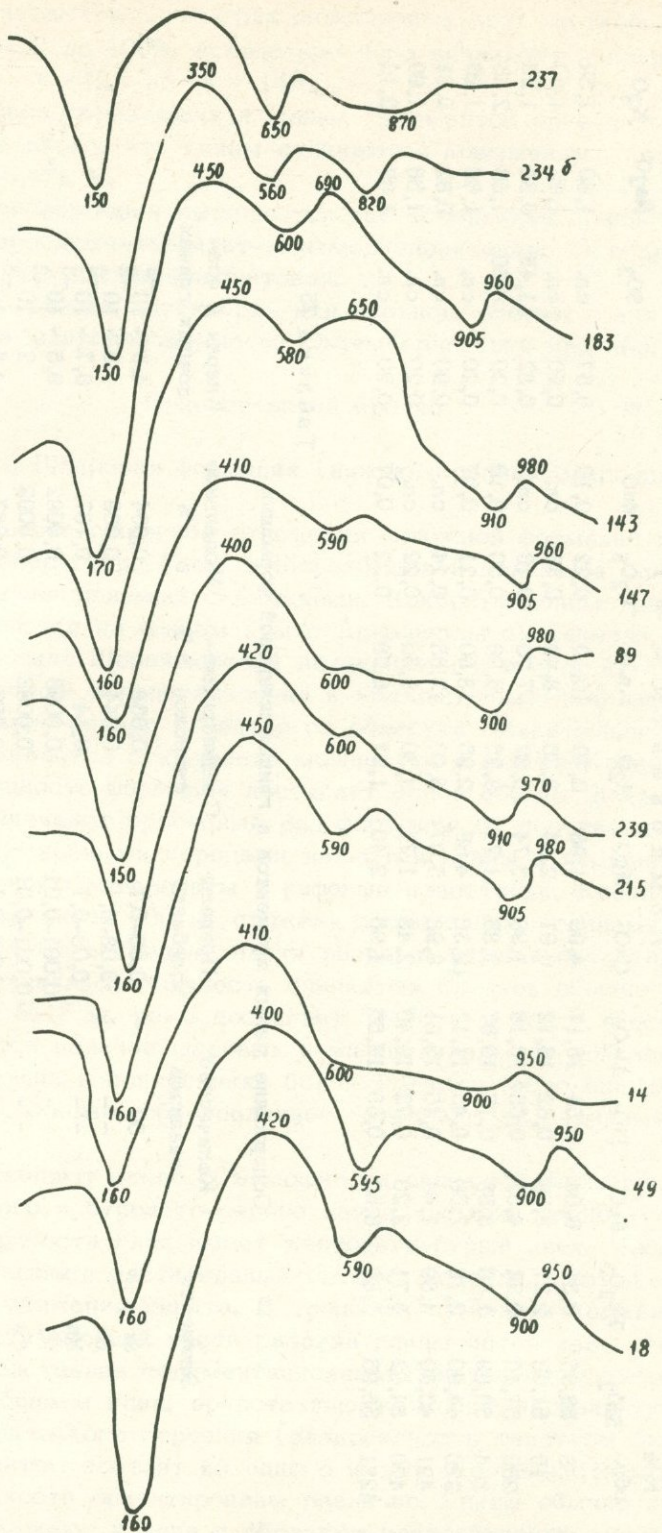


Рис. 41. Термограммы глин шлировой формации Октемберянского прогиба.

## Химический состав глин шпировой формации

Скв.	№№ обр.	Компоненты в %														
		SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	S	SO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
11	3	53,95	0,31	6,04	0,55	16,17	4,99	1,96	2,70	10,10	0,22	0,10	0,57	сл.	1,60	1,50
—	15	51,98	2,27	3,38	0,62	16,72	6,91	2,14	2,76	8,46	0,35	сл.	0,20	сл.	1,92	1,80
22	269	57,10	0,74	4,32	0,55	16,16	1,98	3,74	3,22	7,70	0,16	сл.	0,82	1,45	0,84	1,20
24	354	53,89	1,40	3,88	0,75	19,67	2,36	1,74	3,25	6,99	0,30	0,10	0,20	0,50	1,66	2,56
25	226	44,90	2,75	2,50	0,45	11,17	12,33	4,88	2,95	13,90	0,21	0,07	0,20	сл.	1,66	1,26
—	421	43,60	4,59	1,44	0,45	13,61	8,96	5,97	5,90	12,65	0,14	сл.	0,60	сл.	0,82	0,91
—	420	54,62	3,71	2,23	0,72	19,46	2,43	1,71	4,30	6,50	0,22	сл.	0,20	сл.	1,66	1,90
36	4231	55,95	1,67	6,62	0,65	17,55	1,96	2,40	1,27	6,23	0,22	0,07	0,20	сл.	1,92	2,16

Таблица 75

## Содержание малых элементов в глинах шпировой формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифме- тическое в %	Модальное в %	Кларки в оса- дочных глинах
Sr	50	0,03-0,1	0,038	0,034	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	—	0,03-0,1	0,044	0,039	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	—	0,03-0,1	0,14	0,167	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	—	0,001-0,01	0,0096	0,0092	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	—	0,001-0,01	0,0098	0,0092	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	—	0,3-0,1	0,256	0,267	$4,5 \cdot 10^{-3}$
V	—	0,03-0,01	0,029	0,024	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	—	0,01-0,03	0,025	0,026	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	—	0,001-0,01	0,0091	0,0092	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	30	0,003-0,01	0,0037	0,0033	$1 \cdot 10^{-2}$

монтмориллонитовых и слюдястых межслевых промежутков изменяется в пределах от 0 до 100%, вследствие чего возникает непрерывный фон в области от  $d = 12\text{Å}$  до  $d = 14\text{Å}$ .

Состав породообразующих и малых элементов приводится в табл. 74-75, откуда видно, что глины отличаются повышенным содержанием  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{V}$ .

В шлировой формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюда-каолинит-монтмориллонитовая; 2) гидрослюда-каолинит-хлорит-монтмориллонитовая.

Первая ассоциация характерна для верхней, вторая - для нижней части разреза шлировой формации Октемберянского прогиба.

### Приереванский прогиб

#### Шлировая формация (нижний-средний олигоцен)

В Приереванском прогибе отложения шлировой формации обнажаются на правом берегу р. Азат, в Шорахбюрской долине, а также вскрыты здесь многочисленными скважинами. Наиболее полные разрезы формации наблюдаются на южном крыле Ацаванской синклинали, на северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали и в скв. 4 (Раздан). Переход отложений верхнего эоцена к нижнему олигоцену здесь постепенный. К северо-западу и западу от областей максимального прогибания прослеживается сокращение мощностей и выклинивание шлировой формации. Мощность формации достигает более 800 м. Шлировая формация разграничивает орогенный ряд формаций от собственно геосинклинального. Основными породами являются глины и песчаники, меньше распространены алевролиты и рифовые известняки. Кровля формации, мощностью около 300 м, сложена почти одними глинами. Они распространены также в средней части разреза, нижняя представлена в основном песчаниками. Мощность глинистых пластов обычно колеблется в пределах 5-15 м, реже достигает 50-60 м и более. Весьма характерным является наличие шаровых и эллипсоидальных конкреций (шлиров), достигающих в поперечнике более 110 см. Часто они имеют концентрическое строение, обусловленное чередованием песчаных и глинистых слоев.

Глины составляют около 60% мощности шлировой формации. Они обычно светло-серого и буровато-серого цвета; окраска равномерная. Выветрелая поверхность глин имеет желтовато-бурый цвет. Часто встречаются обуглившиеся растительные остатки (стебли, листья и т.д.) и шарообразные стяжения пирита. В трещинах отмечены прожилки гипергенного гипса; в верхней части разреза глины интенсивно огипсованы, здесь гипс представлен седиментационным генетическим типом. Иногда встречаются образцы глин, представляющие собой шаровидную отдельность концентрического строения (разновидность текстуры "конус - в конус"); концентры состоят из одного и того же глинистого материала, но их плоскости ориентированы различно. Глины обычно плотные, но хорошо размокают в воде и образуют пастообразную массу. Встречаются песчанистые, алевроитовые и алевролитистые разности. Излом не-

ровный, иногда раковистый. Карбонатность глин в среднем составляет около 18%, причем вверх по разрезу она заметно возрастает.

Средний гранулометрический состав глин: фракция  $< 0,001$  мм - 50%; 0,001-0,01 - 30%; 0,01-0,1 - 20%;  $> 0,1$ -10%. Структуры мегапелитовые, лептопелитовые, алевропелитовые, текстуры слабо ориентированные и пятнистые (последние вызваны неравномерным распределением гидроксидов железа). Песчаные и алевритовые частицы распределены в породе равномерно и представлены измененными в различной степени полевыми шпатами, кварцем, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом и обломками эффузивных, реже осадочных пород. Преобладают обломки эффузивных пород кислого и среднего состава; они хлоритизированы и ожелезнены, замещены монтмориллонитом, кремнистым минералом, реже хлоритом. Среди обломков пород кислого и среднего состава имеются весьма слабо и почти нацело измененные разности. Встречаются хорошо окатанные и угловатые обломки пород.

В глинах отмечены две разновидности вулканического стекла: желтовато-бурая ( $N = 1,513-1,520$ ) и бесцветная, более кислого состава ( $N = 1,486-1,501$ ). Исключительно все обломки стекла имеют угловатую форму. В основной массе много рассеянного тонкозернистого кальцита. Часто встречаются раковины мелких фораминифер, заполненные или нацело замещенные диагенетическим пиритом (рис. 42). Гидроокислы железа присутствуют в виде отдельных скоплений и примазок. Весьма характерно (особенно в глинах аванского разреза) наличие примеси пеплового материала, обычно перерожденного в монтмориллонит. На фоне глинистой массы, которая в проходящем свете имеет желтовато-серые тона, он выделяется темно-бурым цветом и образует причудли-

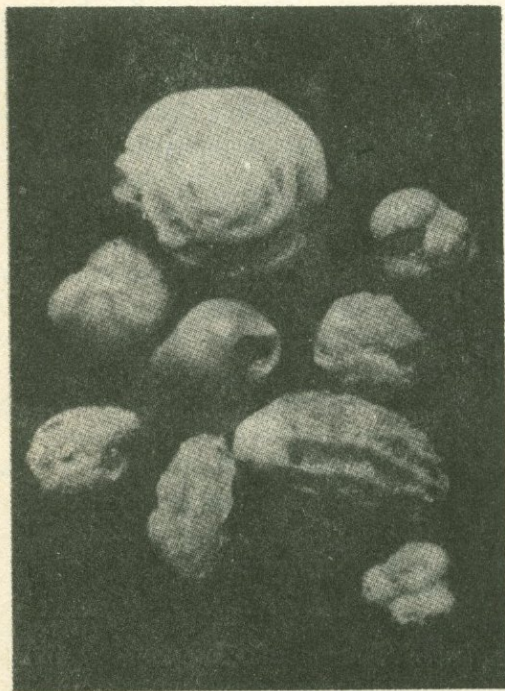


Рис. 42. Раковины микрофауны в глинах шпировой формации, замещенные пиритом. Приереванский прогиб.

Результаты рентгеновского анализа фракции < 0,001 мм песчаников  
шпировой формации

Таблица 76

обр. 2691		обр. 26936		обр. 15116		обр. 17636		обр. 8		обр. 37	
Насыщен.	Прокален.	Насыщен.	Прокален.	Насыщен.	Прокален.	Насыщен.	Прокален.	Насыщен.	Прокален.	Насыщен.	Прокален.
I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h	I d/h
10 17,8	4 14	10 17	5 9,95	10 17		10 16,7		10 16,8		10 17	
3 11	10 10	1 10,1		4 11	10 10	1 10,3	5 9,5	2 8,5	5 9,5	4 10	10 9,8
2 7	2 7	2 7		2 7	1 7	1 7				5 8,5	
4 4,8	10 4,48	6 4,48		4 4,9						7 7	4 7
											2 4,9
										2 5,7	
3 3,5	5 3,5	5 3,5		2 3,5	5 3,5						
5 3,3	5 3,3			8 3,3						3 3,5	10 3,5
4 1,49		4 1,49		3 1,49		4 1,49		4 1,501		4 3,35	7 3,23
										4 1,50	

вые узоры, нарушающие слабоориентированную текстуру терригенной основы. Пепловый материал легко можно принять за скопления гидроокислов железа, но в отраженном свете он бесцветен и почти сливается с терригенной глинистой основой.

В песчано-алевритовой фракции глин постоянно присутствуют авгит (1-10%), обыкновенная роговая обманка (1-10%), биотит (до 2%), апатит (1%), циркон (до 1%), глаукофан (до 1%), магнетит (5-15%), ильменит + хромит (5-15%), лимонит (30-40%), измененные полевые шпаты (70-100% легкой фракции), вулканические стекла (1-10%), обломки изверженных и осадочных пород (5-20%, реже 50%). Из аутигенных минералов встречаются пирит, барит, целестин, глауконит, халцедон. По сравнению с песчаниками; в глинах больше эпидота, апатита, биотита, кроме того, минералы легкой фракции в них изменены более интенсивно; во многих образцах легкая фракция представлена нацело разложенными плагиоклазами и обломками пород. В целом минералы в составе цемента песчаников и глин сходны (рис. 43, 44, табл. 76), но, судя по термограммам и рентгенограммам, монтмориллонита в цементе больше, а в ряде случаев примеси в нем не фиксируются. На сканирующих снимках песчаников (рис. 45) зафиксированы участки цемента, состоящего из чешуйчато-волокнистого монтмориллонита.

По данным рентгеноструктурного анализа, основным компонентом глин является диоктаэдрический монтмориллонит (до 90% глинистой фракции), который фиксируется на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов по серии рефлексов с  $d = 18\text{Å}$ ,  $8,9\text{Å}$  и т.д. После прокаливании на рентгенограммах появляются линии с  $d = 10\text{Å}$ ,  $4,9\text{Å}$ ,  $3,38\text{Å}$ . Минерал относится к модификации 1M; параметры элементарной ячейки:  $a = 5,17$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10$  кх,  $\beta = 100^\circ$ . Дифференциальные кривые характерны для монтмориллонитовых глин.

Гидрослюда и хлорит вместе составляют около 30% глинистой фракции. О наличии хлорита свидетельствует линия с  $d = 14\text{Å}$  на рентгенограммах естественных и обработанных образцов. Гидрослюда на рентгенограммах природных и обработанных образцов фиксируется по базальным рефлексам с  $d = 10\text{Å}$  и  $5\text{Å}$ . На электронно-микроскопических снимках образцов глин из самых верхних горизонтов присутствуют редкие игольчатые кристаллики палыгорскита, наличие которого подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. Таким образом, в шпировой формации выделяются гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая и палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая ассоциации. Первая характерна для всей формации, вторая - для ее верхних горизонтов.

Глины шпировой формации отличаются большим содержанием щелочных земель, влаги ( $\text{H}_2\text{O}^+ + \text{H}_2\text{O}^-$ ), высоким значением отношения  $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}$  (3,9-4,1) и незначительным содержанием суммы щелочей (табл. 77). Следует отметить также повышенное содержание Ti, Cu (табл. 78).

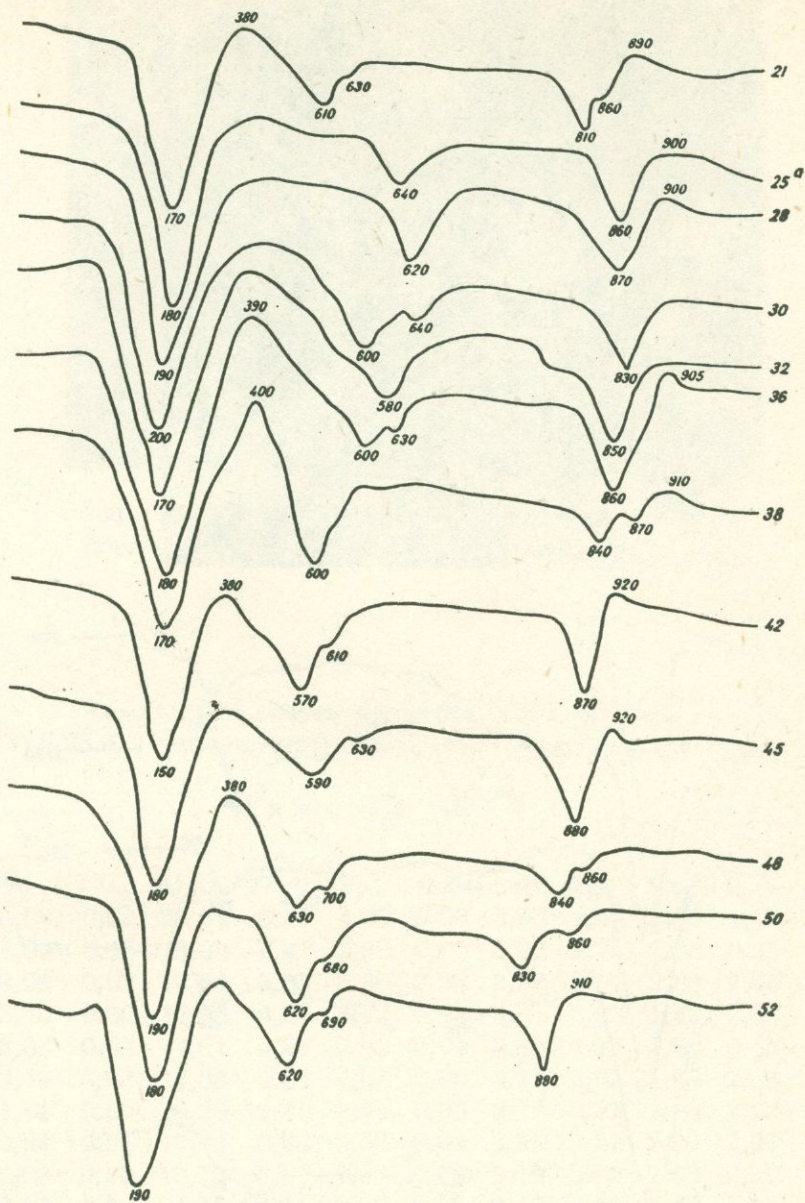


Рис. 43. Термограммы монтмориллонитовых глин шпировой формации Приереванского прогиба.

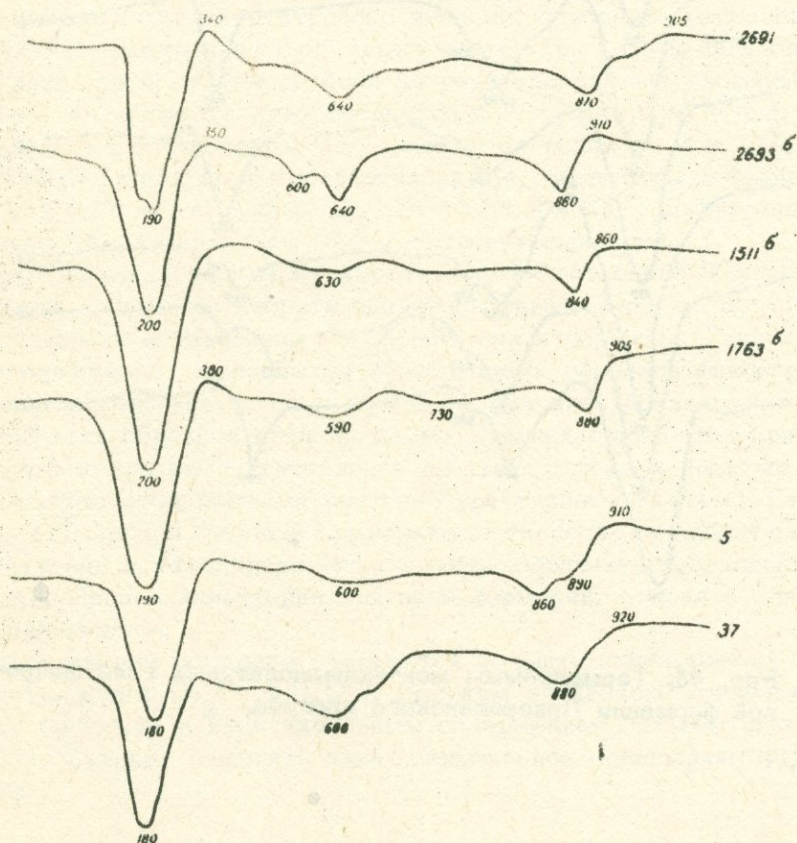
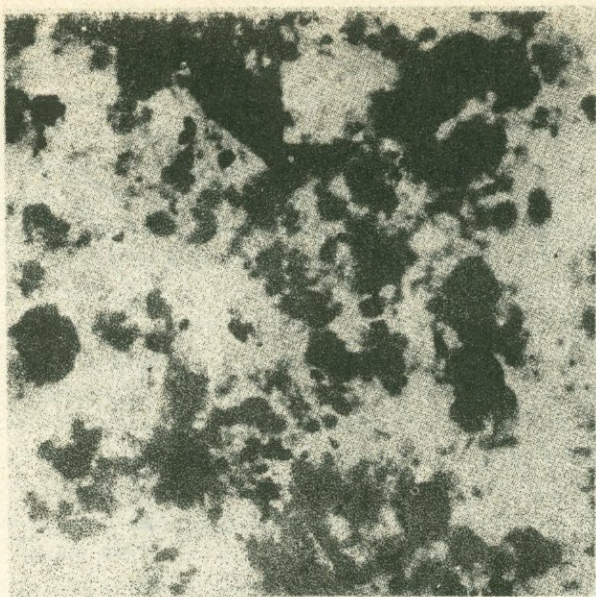


Рис. 44. Снимок суспензии (а) и термограммы (б) глинистой фракции песчаников шпировой формации Приреванского прогиба.

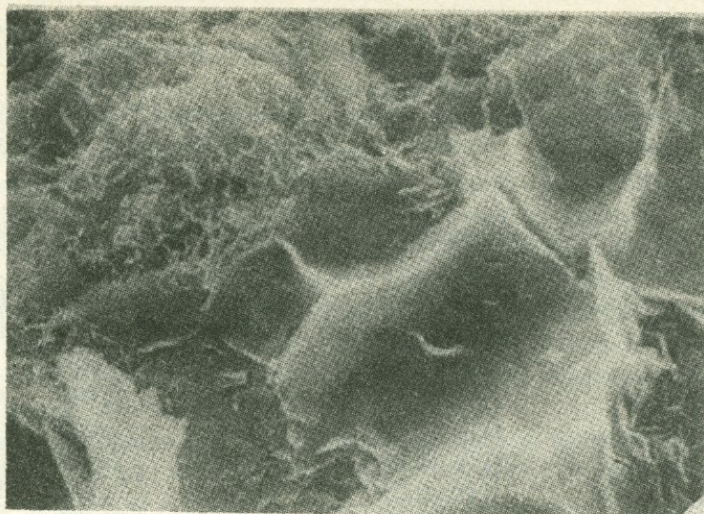


Рис. 45. Сканирующий снимок песчаника шли-  
ровой формации Приереванского прогиба.

Таблица 77

Химический состав фракции < 0,001 мм глин  
(6,28,42) и песчаников (8,37,2691) шлировой формации

№№ обр.	О к и с л ы в %											
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.
2076	48,84	0,52	28,94	0,47	4,30	0,06	3,90	3,51	2,60	1,77	8,00	6,97
2079	47,06	0,15	19,98	2,47	2,30	0,07	4,00	2,74	1,83	0,95	10,0	7,31
2693a	48,98	0,67	18,54	3,33	3,30	0,03	3,02	3,34	2,63	2,95	8,24	5,65
1480	45,78	0,60	17,95	4,57	5,46	0,03	3,41	2,83	1,42	2,48	10,79	8,11
1793	46,68	0,68	17,01	4,91	2,91	0,04	3,49	2,15	1,53	3,55	14,16	4,16
1630	46,46	0,68	19,88	2,84	2,07	0,06	3,15	3,62	1,89	2,08	11,58	5,45
6	47,82	0,60	18,30	2,36	2,45	0,05	3,78	3,37	2,83	2,22	11,46	6,14
28	46,64	0,91	17,84	3,68	2,30	0,03	3,26	3,32	2,32	2,95	12,10	8,78
42	46,56	0,60	18,79	3,89	2,07	0,06	3,18	3,20	2,53	2,87	10,68	6,80
2691	50,20	0,80	24,15	4,51	2,05	0,03	2,15	2,05	2,10	1,20	6,05	5,15
8	49,02	0,67	22,10	4,86	2,30	0,05	2,00	1,15	1,78	2,05	7,11	6,11
37	50,16	0,80	25,50	5,06	2,10	0,05	2,40	1,25	1,60	2,10	3,50	5,20

## Содержание малых элементов в глинах шпировой формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (М) в %	Модальное (Мо) в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	60	0,03-0,1	0,043	0,040	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	—"	0,03-0,1	0,072	0,067	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	—"	0,03-0,1	0,098	0,112	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	—"	0,003-0,1	0,017	0,012	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	—"	0,003-0,01	0,0041	0,004	$2 \cdot 10^{-1}$
Ti	—"	0,5-1	0,814	0,803	$4,5 \cdot 10^{-3}$
V	—"	0,01-0,03	0,025	0,026	$9 \cdot 10^{-2}$
Cr	—"	0,01-0,03	0,021	0,016	$1 \cdot 10^{-3}$
Cu	—"	0,01-0,03	0,016	0,016	$5,4 \cdot 10^{-2}$
B	—"	0,03-0,01	0,024	0,024	$1 \cdot 10^{-2}$

## Красноцветная формация (нижний миоцен)

Красноцветная формация знаменует начальный этап формирования собственно орогенного ряда формаций на значительной части территории Армянской ССР. Она широко развита в пределах Октемберянского, Приереванского и Садаракского прогибов. Полная мощность формации составляет более 600 м. В Октемберянском и Приереванском прогибах она представлена исключительно терригенными породами, причем основание разреза формации слагают грубообломочные породы, а верхнюю часть — преимущественно глины. В пределах Садаракского прогиба в разрезе красноцветной формации важное значение приобретают вулканогенные и пирокластические породы.

Глины составляют около 60% мощности формации. Среди них встречаются сильно песчанистые, алевритовые и алевритистые разности. Обычно они плотные, иногда рыхлые, пластичные и комковатые. Цвет кирпично-красный, розовый, розовато-коричневый, редко серый. Пигментирующим веществом являются гидроокислы железа. Характерно наличие трещин, выполненных эпигенетическим гипсом. Глины хорошо размокают в воде и распадаются на мелкие агрегаты, которые затем превращаются в пастообразную массу. Средний гранулометрический состав: фракция < 0,001 м — 47%, 0,001-0,01 — 30%, 0,01-0,1 — 17%, > 0,1 — 10%. Карбонатность в среднем составляет около 13%, в глинах верхних горизонтов достигает 25-30%. Структура псаммопелитовая, реже алевропелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Алевритовые и песчаные частицы представлены измененными плагиоклазами среднего и основного состава, кварцем, редкими чешуйками биотита и хлорита, вулканическим стеклом, обломками различных изверженных пород; реже встречаются авгит, обыкновенная роговая обманка, циркон, магнетит.

В основной массе наблюдаются скопления и примазки гидроокислов железа, которые образуют тончайший налет на зернах полевых шпатов и других минералов. Исключительно все полевые шпаты и обломки пород изменены: первые гидрослюдизированы и кальцитизированы, вторые - хлоритизированы. В основной глинистой массе присутствует значительное количество пеплового материала.

Из неглинистых минералов постоянно присутствуют измененные плагиоклазы (80-100%), кварц (2%), вулканическое стекло (5%), обломки изверженных пород (10%), авгит (1-10% тяжелой фракции), апатит (до 1%), гематит (1-10%), магнетит (2-15%), ильменит + хромит (2-10%). В глинах верхних горизонтов встречаются аутигенные барит, целестин, гипс. По сравнению с песчаниками, в глинах больше апатита, биотита, хлорита и меньше обломков пород; полевые шпаты в них изменены более интенсивно.

Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит (40%), Fe - хлорит (30%), разбухающий хлорит (20%), гидрослюда (20%), в качестве примесей установлены каолинит, неупорядоченный смешанослойный хлорит-монтмориллонит и палыгорскит (табл. 79).

О присутствии монтмориллонита свидетельствует сильный рефлекс с  $d(001) = 14,7\text{\AA}$ , который на рентгенограммах насыщенных глицирином образцов смещается к  $d = 17,7\text{\AA}$ , после прокаливании сокращается до  $d = 10\text{\AA}$ .

Весьма интенсивные четные порядки отражений с  $d = 7\text{\AA}$  и  $3,5\text{\AA}$  указывают на значительное содержание хорошо окристаллизованного Fe-хлорита. После прокаливании на рентгенограммах фиксируется линия с  $d = 13,8\text{\AA}$ . Гидрослюда диагностируется по серии рефлексов с  $d = 10\text{\AA}$ ,  $5,0\text{\AA}$ ,  $3,3\text{\AA}$ , которые не изменяются после различных обработок. На многих рентгенограммах насыщенных этиленгликолем образцов имеется рефлекс с  $d = 17\text{\AA}$ , который после их прокаливании смещается к  $d = 14\text{\AA}$ , что свидетельствует о наличии большого количества разбухающего хлорита. Эти рентгенограммы (до прокаливании образцов) не отличаются от рентгенограмм монтмориллонитовых глин (разбухают исключительно все слои). Линии с  $d = 7,1\text{\AA}$  и  $3,5\text{\AA}$ , не исчезающие после кипячения образцов в 20% HCl принадлежат каолиниту. Линия с  $d = 14\text{\AA}$  на рентгенограммах некоторых природных образцов после насыщения смещается к  $d = 15-16\text{\AA}$ , а после прокаливании уменьшается до  $d = 13,8\text{\AA}$ . Структура минерала в этом случае состоит из чередующихся разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев. В других случаях  $d(001)$  достигает  $17\text{\AA}$ ; при этом на рентгенограммах прокаленных образцов значительно усиливается интенсивность линии с  $d = 10\text{\AA}$ , но сохраняется также отражение с  $d = 14\text{\AA}$ , т.е. разбухающие слои построены уже по монтмориллонитовому типу. Таким образом, наблюдается стадийное преобразование структуры хлорита в монтмориллонитовую, причем намечается следующий ряд трансформации: хлорит → структура с неупорядоченным чередованием разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев → разбухающий хлорит → неупорядоченное смешанослойное образование хлорит-монтмориллонитового типа → монтмориллонит.

Результаты рентгеновского анализа фракции < 0,001 мм глины (обр. 87, 84, 76, 75)  
и песчаников (обр. 10636, 1067, 2038а 2065, 766, 846) красноцветной формации

Обр. 87 (84, 76, 75) в кх				10636 (20386) в кх				1087				2065				766				846					
Природный		Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный		Насыщенный		Прокаленный	
I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h
		10	17,7	7	8,8	10	16	4	14	3	15,2	3	14	10	17			4	16,3	10	14,5	10	16,7	10	14,5
6	14,7	10	17,7	7	8,8	10	16	4	14	3	15,2	3	14	10	17			4	16,3	10	14,5	10	16,7	10	14,5
5	10	5	8	2	4,9													4	10,0	2	10,0	1	10,0	2	10,0
4	7	4	7,1	9	4,5	2	10,1	7	10	8	10,1	8	10	3	10	10	9,8	4	10,0	2	10,0	1	10,0	2	10,0
3	5,2	1	5,9	3	4,28																				
10	4,5	7	4,5	4	4,08	3	7	5	7	2	4,47	2	4,47	6	7,1	3	9,3					1	7	1	7
5	4,24	2	4,28	2	3,78	5	4,24	8	3,33	8	3,34	5	4,24									2	5,5		
3	3,54	2	4,03	2	3,51																				
10	3,36	1	3,78	10	3,35	5	4,48	3	6,8	2	4,24	2	4,24	10	4,48	10	4,48					1	7	1	7
2	3,22	5	3,54	9	3,20									8	3,5										
1	3,00	8	3,35	3	2,68	10	3,33																		
1	2,70	5	3,20	7	2,60									7	3,31	10	3,3								
6	2,60	5	2,98	7	2,51	5	1,50	2	1,52																
4	2,468	1	2,70	3	2,388																				
4	2,373	7	2,80	4	2,888													4	2,56						
2	2,298	1	2,514	2	2,208																				
2	2,212	3	2,130	4	2,120									4	1,49			4	1,50	4	1,50	3	1,50	4	1,50
1	2,130	4	1,887	4	1,983																				
3	2,00	4	1,821	3	1,883																				
1	1,898	5	1,704	1	1,850																				
2	1,824	4	1,859	3	1,816																				
5	1,704	3	1,543	4	1,696																				
4	1,668	5	1,502	4	1,646																				
3	1,544			4	1,543																				
	1,505			5	1,506																				
	1,790																								

<sup>x</sup>Указанные в скобках образцы имеют одинаковый минеральный состав (рентгеновскую характеристику).

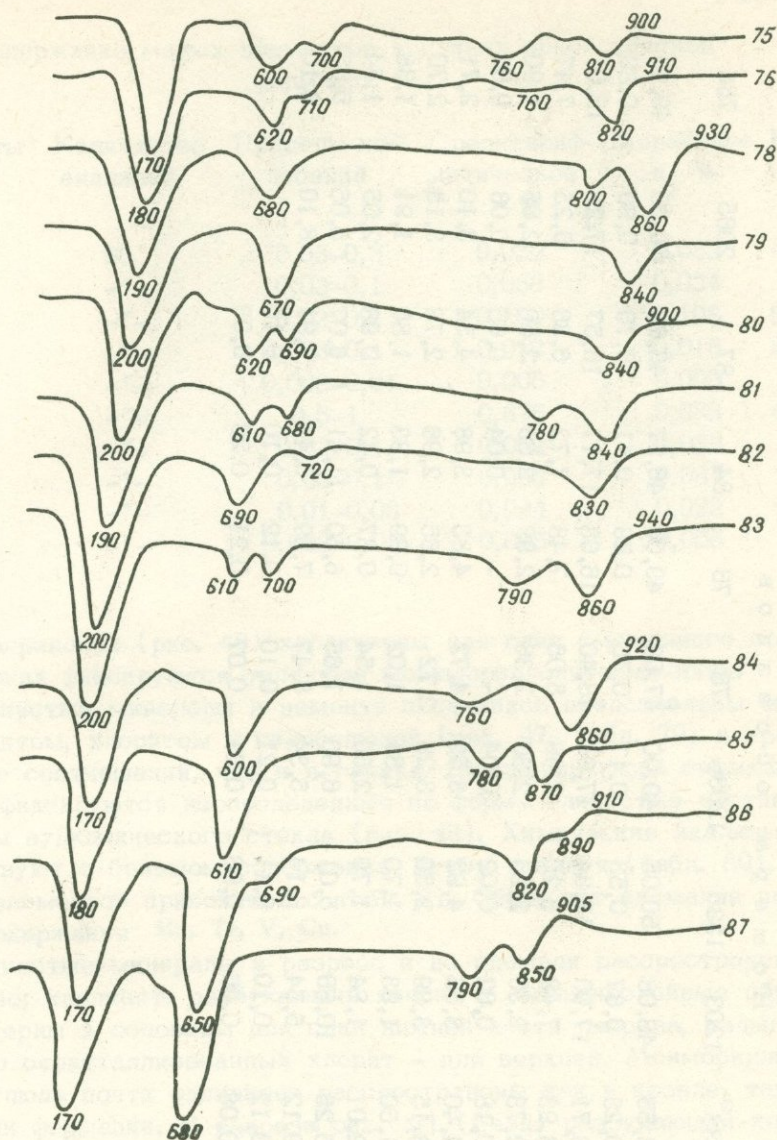


Рис. 46. Термограммы монтмориллонит-хлоритовых глин красноцветной формации.

Электроннографическим методом для хлорита (1) и гидрослюда (2) установлены следующие параметры элементарной ячейки:  $a = 5,30 \text{ кх}$ ,  $b = 9,28 \text{ кх}$ ,  $c = 14,6 \text{ кх}$ ,  $\beta = 96^\circ$ ;  $a = 5,20 \text{ кх}$ ,  $b = 8,94$ ,  $c = 10,2 \text{ кх}$  (для  $2M_1$ ,  $c = 19,9 \text{ кх}$ ),  $\beta = 100^\circ$  (для  $2M_1$ ,  $\beta = 95^\circ 30'$ ).

Гидрослюда диоктаэдрическая, модификации  $1M$  и  $2M_1$  ( $2M_1 > 1M$ ), структура несовершенная. Палыгорскит фиксируется на электронномикроскопических снимках в виде редких игольчатых кристаллов. Встречается главным образом в глинах верхней части разреза. Кри-

Результаты полного силикатного анализа фракции < 0,001 мм  
глин и песчаников (2065, 768) красноцветной формации

Окислы в %	Но м е р а о б р а з ц о в											
	2026 <sup>0</sup>	2067	2038 <sup>0</sup>	1203	1335	1203 <sub>p</sub>	75	76	84	87	2065	766
SiO <sub>2</sub>	47,32	48,84	48,55	48,08	50,05	49,00	47,03	49,06	46,97	48,82	50,00	49,10
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,37	0,23	0,67	0,53	0,17	0,75	0,79	0,41	0,75	0,80	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,81	18,97	16,71	17,00	18,34	17,01	18,40	16,63	17,17	16,57	17,20	18,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	6,43	6,93	7,49	8,20	7,49	5,05	7,48	7,72	6,36	6,25	7,47
FeO	1,52	1,64	2,73	2,30	2,25	2,30	2,36	2,99	2,36	2,50	2,05	1,90
MnO	0,11	0,11	0,18	0,02	0,02	0,04	-	-	0,04	0,05	0,06	0,05
CaO	3,19	4,01	4,40	3,55	4,92	3,55	4,72	4,83	3,98	4,54	3,10	2,71
MgO	4,58	3,98	3,15	3,39	2,50	3,26	2,72	2,65	2,96	2,78	3,15	2,76
Na <sub>2</sub> O	2,62	1,90	1,50	1,93	1,70	1,81	1,02	0,89	1,33	1,85	1,91	1,68
K <sub>2</sub> O	2,20	1,42	2,01	1,84	1,70	2,50	1,54	0,87	0,42	0,98	2,05	1,54
H <sub>2</sub> O	4,22	6,72	5,25	10,86	5,01	6,90	7,65	6,50	11,41	6,07	5,05	5,65
n.n.n.	9,64	7,02	9,12	5,54	6,14	5,34	8,47	7,39	5,44	7,91	8,10	8,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,12	0,12	0,10	0,11	0,21	0,10	0,12	0,10	0,10		
SO <sub>3</sub>	2,75	0,8	0,08	0,05	0,06	0,31	0,07	0,21	0,26	0,03		

Содержание малых элементов в глинах красноцветной  
формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое		Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
			в	%		
Sr	60	0,03-0,3	0,030	0,030	0,033	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	—	0,03-0,1	0,036	0,036	0,034	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	—	0,03-0,1	0,100	0,100	0,108	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	—	0,003-0,1	0,012	0,012	0,016	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	—	0,003-0,01	0,005	0,005	0,005	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	—	0,5-1	0,676	0,676	0,683	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	—	0,03-0,1	0,032	0,032	0,033	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	—	0,03-0,1	0,036	0,036	0,037	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	—	0,01-0,03	0,024	0,024	0,022	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	—	0,003-0,03	0,005	0,005	0,005	$1 \cdot 10^{-2}$

вые нагревания (рис. 46) характерны для глин смешанного состава, но на многих фиксируются типичные монтмориллонитовые пики.

Глинистые минералы в цементе песчаников представлены монтмориллонитом, хлоритом и гидрослюдой (рис. 47, табл. 79) и примерно в том же соотношении, что и в глинах. На сканирующих снимках песчаников фиксируются неопределенные по форме глинистые частицы и фрагменты вулканического стекла (рис. 48). Химические анализы свидетельствуют о большом содержании  $Fe_2O_3$  и влаги (табл. 80). Состав микроэлементов приводится в табл. 81. Обращают внимание повышенные содержания Mn, Ti, V, Cu.

Глинистые минералы в разрезе и на площади распространены неравномерно; каолинит, разбухающий хлорит и смешанослойные образования характерны в основном для глин нижней части разреза, палыгорскит и хорошо окристаллизованный хлорит — для верхней. Монтмориллонит и гидрослюда почти одинаково распространены как в кровле, так и в основании формации. В разрезе скв. №1 (Аван) разбухающий хлорит и смешанослойные образования имеют незначительное распространение, минерал типа Г-М в небольшом количестве установлен только в глинах скв. 2 (Масис).

В красноцветной формации выделяются три ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая; 2) палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая; 3) каолинит-смешанослойные минералы — разбухающий хлорит-монтмориллонитовая.

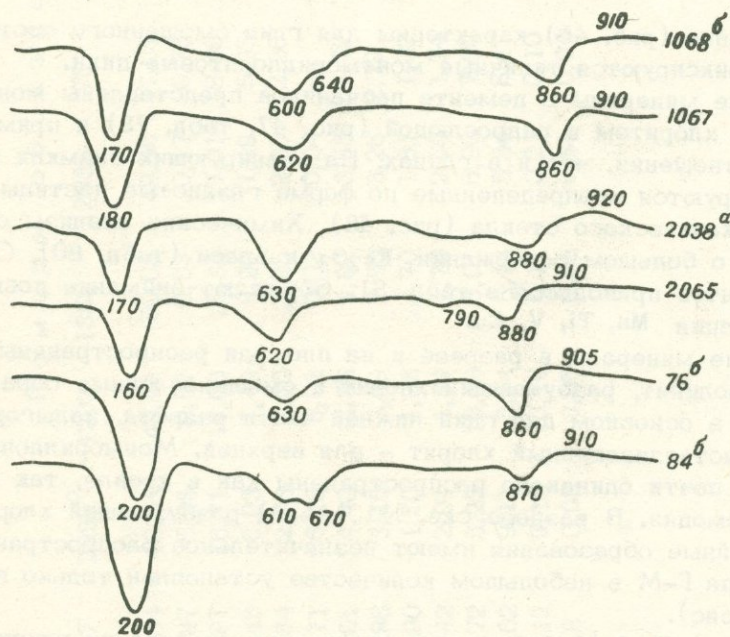
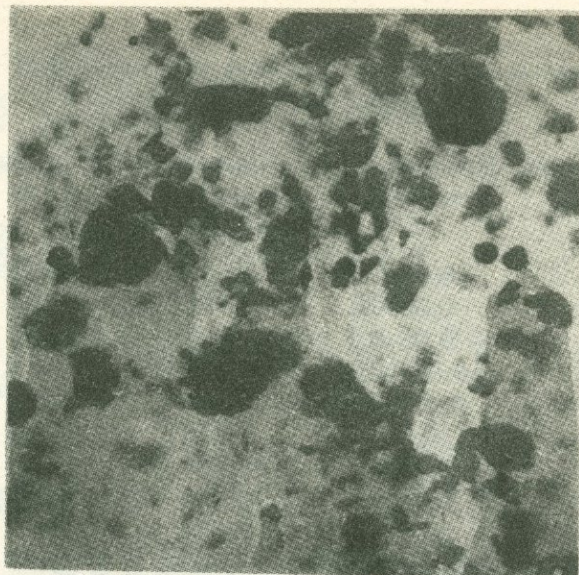


Рис. 47. Снимок суспензии (а) и термограммы (б) глинистой фракции песчаников красноцветной формации.

Терригенно-эвапоритовая формация (средний миоцен)

Отложения терригенно-эвапоритовой формации широко распространены в Октемберянском и Приереванском прогибах. Формация имеет ге-

терогенное строение: нижняя часть разреза сложена глинами и каменной солью (соленосная толща), верхняя – глинами и гипсом (гипсоносная толща). Целесообразно поэтому рассматривать их как отдельные субформации. Отложения соленосной субформации, мощность которых достигает более 1000 м, нигде не выступают на дневную поверхность, а гипсоносной – обнажаются только в районе села Джрвеж (Приереванский прогиб), где мощность ее составляет около 300 м. Отложения терригенно-эвапоритовой формации вскрыты многочисленными скважинами в пределах Октемберянского и Приереванского прогибов.

#### Гипсоносная субформация (средний миоцен)

В разрезе гипсоносной субформации прослеживается ритмичное чередование пластов глин, гипсоносных глин и гипсов мощностью в несколько метров. Мергели, алевролиты и песчаники в сумме составляют около 5%, глины – 70% мощности субформации. Иногда в виде концентрических колец на поверхности глин скапливаются гидроокислы железа, что создает ложное впечатление о микрослоистом их строении. Гидроокислы железа заполняют трещины и гнезда, образуют на поверхности скола многочисленные примазки различных размеров. Характерно наличие остатков обуглившихся растений. Глины плотные, излом шероховатый, ровный, раковистый. Цвет темно-серый, бурый, серый, светло-серый. Они трудно размокают в воде, распадаются в ней на мелкие куски и только после длительного перемешивания образуют пастообразную массу.

Средний гранулометрический состав глин: фракция  $<0,001$  мм – 46%,  $0,001-0,01$  мм – 31%;  $0,01-0,1$  мм – 20%,  $>0,1$  мм – 3%. Карбонатность в среднем составляет около 13%.

Структуры лептопелитовые, мегапелитовые, алевропелитовые, текстуры ориентированные, слабо ориентированные, пятнистые, реже беспорядочные. Цвет в проходящем свете желтовато-серый, серый. Алевролитовые и редкие песчаные частицы представлены измененными плагиоклазами (андезин и лабрадор), кварцем, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом, обломками изверженных пород (в основном среднего состава). В алевролитовых и, особенно, в песчанистых глинах характерным является наличие аутигенного барита и целестина. Плагиоклазы и обломки пород хлоритизированы, ожелезнены и замещены глинистым веществом и карбонатом; нередко они подвергнуты только карбонатизации. В основной массе много тонкодисперсного кальцита, который на сером фоне терригенного материала выделяется характерной интерференционной окраской. Довольно много в ней и гидроокислов железа, скопления которых иногда создают пятнистую текстуру. Пирокластического материала мало, обособленные скопления его также создают пятнистые текстуры. В крупных фракциях глин постоянно присутствуют ангидрит (5–50%, иногда доходит до 90%), обыкновенная роговая обманка (до 4%), целестин (5–90%), авгит (4%), биотит (2%), пирит (2–40%, иногда достигает 90%), гидроокислы железа (60%), измененные плагиоклазы (80–100% легкой фракции), кварц (2%), вулканическое стекло (10%), свежие плагиоклазы (15%), обломки изверженных пород (10%).

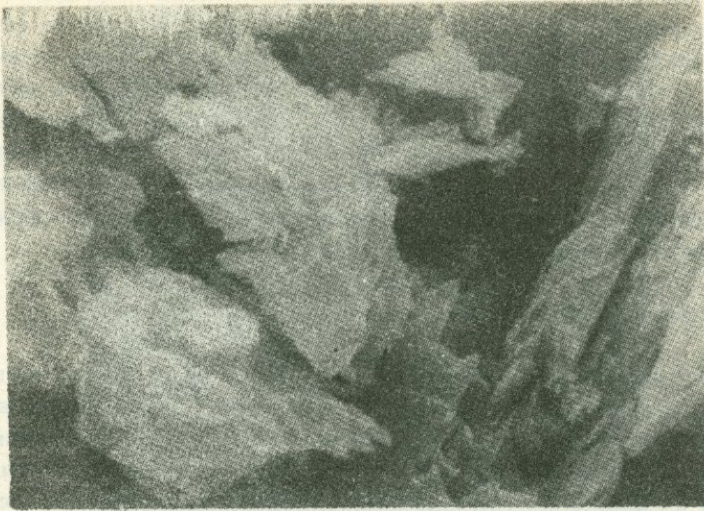


Рис. 48. Сканирующий снимок песчаника красной формации.

Из глинистых минералов установлены: гидрослюда (30%), хлорит (30%), монтмориллонит (40%), смешанослойное образование с неупорядоченно расположенными разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями, палыгорскит (30%).

О наличии гидрослюда свидетельствует целочисленная серия базальных рефлексов на рентгенограммах насыщенных глицерином, природных и прокаленных образцов с  $d = 10,0\text{Å}$ ,  $5,0\text{Å}$  и т.д. Гидрослюда диоктаэдрическая,  $d(060) = 1,50\text{Å}$ , модификации  $1M$  и  $2M_1$  ( $2M_1 > 1M$ ).

Триоктаэдрический хлорит выявляется по серии рефлексов с  $d(001) = 14\text{Å}$ ,  $7\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ . На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов указанные линии не изменяются, после кипячения в  $HCl$  последние два рефлекса исчезают. Триоктаэдричность хлорита устанавливается по сильному рефлексу с  $d(060) = 1,54$ .

Диоктаэдрический монтмориллонит на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов диагностируется по серии рефлексов с  $d = 17,7\text{Å}$ ,  $8,9\text{Å}$ , на рентгенограммах прокаленных образцов — с  $d = 10\text{Å}$ ,  $4,9\text{Å}$ ,  $3,38\text{Å}$  (табл. 82).

Палыгорскит фиксируется на электронно-микроскопических снимках в виде многочисленных игольчатых кристаллов (рис. 49). О присутствии его свидетельствуют также линии с  $d = 10,5\text{Å}$ , наличие на электронограммах рефлексов  $(011)$  с  $d = 10,5$  кх.

В результате электронографического исследования ряда образцов установлены следующие параметры элементарной ячейки гидрослюда и хлорита:  $a = 5,16$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10,1$  кх (для  $2M_1$   $c = 19,9$  кх),  $100,5^\circ$  (для  $2M_1$   $\beta = 95^\circ 30'$ );  $a = 5,30$  кх,  $b = 9,28$  кх,  $c = 14,6$  кх,  $\beta = 96^\circ$ .

Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения субформации. В верхней части разреза

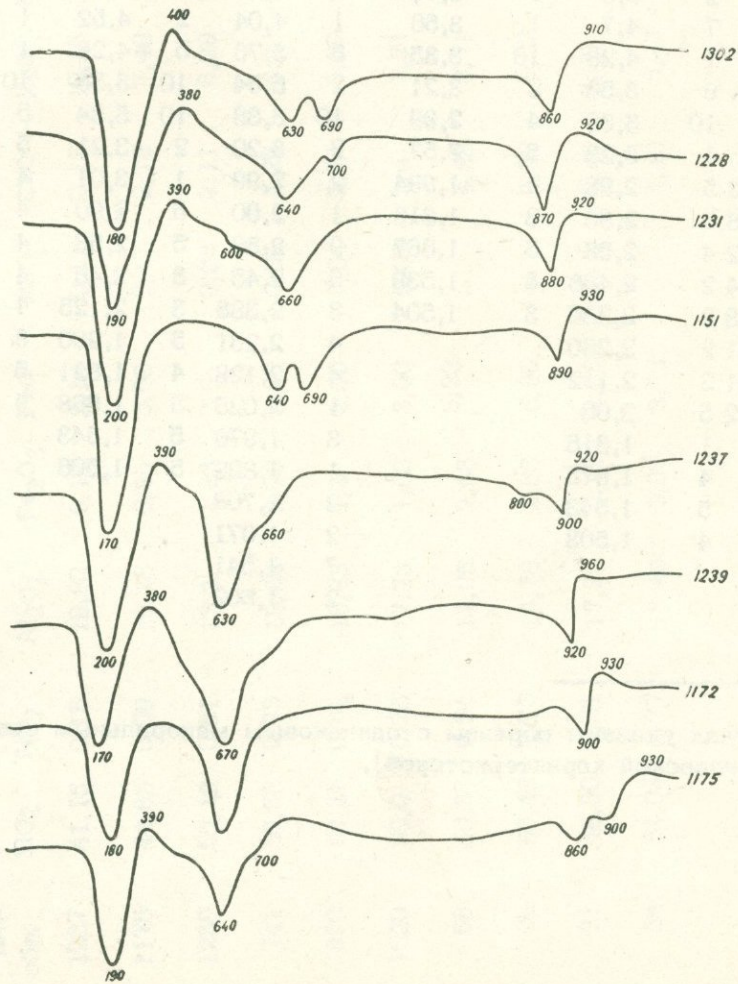
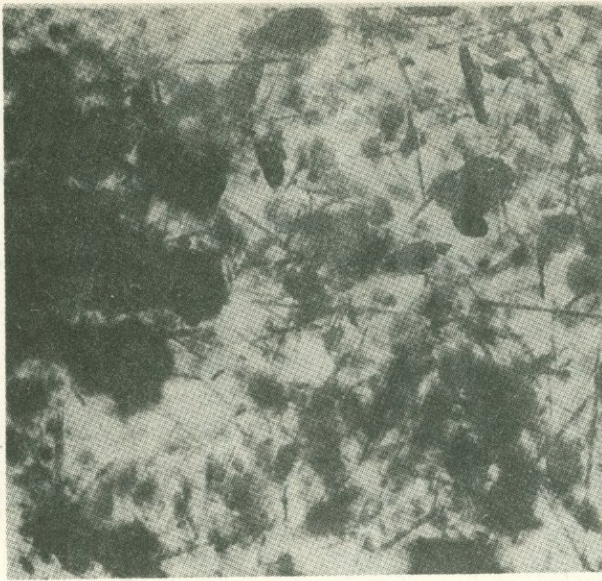


Рис. 49. Снимок суспензии (а) и термограммы (б) монтмориллонит-пальггорскитовых глин гипсоносной субформации.

Результаты рентгеновского анализа фракции < 0,001 мм  
глин гипсоносной субформации аванского разреза

Обр. 1175 (1237, 1228, 1272)						Обр. 1239 (1231, 1185, 1302, 1151)					
Природный		Ориентир. насыщ.		Ориентир. прокален.		Природный		Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	14,6	10	18	8	13,8	8	14,6	10	18	9	14,1
3	10,5										
5	10,2		14	9	10,2	6	10,2		14	9	10,2
		3	10,5								
5	7,3	8	10,0	6	5,0	5	7,3	7	10,3	2	7,2
5	5,0	1	8,2	4	4,52	4	5,0	1	8,3	5	5,0
10	4,56	7	7,2	4	4,26	10	4,52	7	7,2	4	4,52
3	3,55	2	5,0	1	3,75	3	4,26	6	4,8	5	4,28
7	3,36	7	4,7	1	3,56	1	4,04	2	4,52	1	3,78
1	3,23	1	4,28	10	3,35	3	3,76	5	4,26	1	3,54
2	2,99	9	3,58	2	3,21	2	3,54	10	3,58	10	3,36
2	2,84	10	3,36	4	2,99	10	3,36	10	3,34	5	3,22
9	2,58	1	3,23	5	2,57	2	3,20	2	3,21	5	2,99
5	2,463	5	2,98	4	1,994	2	2,99	1	3,01	4	2,60
5	2,378	5	2,86	3	1,813	1	2,90	5	2,90	4	2,47
2	2,252	4	2,58	5	1,667	9	2,58	5	2,58	4	2,128
2	2,004	2	2,466	5	1,539	5	2,45	3	2,46	4	1,983
1	1,718	2	2,380	3	1,504	3	2,388	3	2,125	4	1,821
1	1,661	2	2,260			4	2,261	5	1,990	3	1,668
5	1,541	2	2,112			4	2,128	4	1,821	5	1,541
5	1,502	5	2,00			1	2,025	5	1,668	4	1,504
		1	1,816			3	1,976	5	1,543		
		4	1,675			1	1,892	5	1,506		
		5	1,543			2	1,708				
		4	1,503			2	1,671				
						7	1,541				
						2	1,502				

<sup>x</sup> В скобках указаны образцы с одинаковым минеральным составом (рентгеновской характеристикой).

Результаты полного силикатного анализа глинистой фракции и глин  
(обр. 58, 69, 61, 64) гипсоносной субформации

№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	n.n.n.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>
1237	41,15	0,15	19,82	0,17	2,14	0,12	2,15	10,25	2,3	0,9	7,30	12,48	0,02	1,5
1175	44,66	0,09	16,18	0,65	5,06	0,17	2,13	7,40	2,38	3,22	5,12	10,00	0,06	2,2
1239	50,12	0,61	15,3	1,83	2,6	0,04	2,11	6,29	2,25	3,1	6,14	7,0	0,04	1,6
741	50,68	0,75	18,88	2,96	3,60	0,04	3,26	6,23	1,92	4,25	6,10	6,06	0,06	0,45
950	52,21	0,61	16,83	1,3	2,60	0,04	2,71	5,69	2,11	3,24	6,11	7,03	0,06	0,5
1020	50,0	0,75	17,73	1,00	3,00	0,02	2,4	5,21	1,36	1,73	7,62	5,00	0,07	1,93
58	50,37	0,54	17,05	2,66	3,23	-	4,38	8,71	0,55	2,39	6,62	6,18	0,06	2,20
69	50,48	0,75	14,78	2,65	3,00	-	3,53	9,02	1,59	2,66	6,96	4,14	0,06	1,3
61	48,90	0,51	17,23	2,43	2,65	-	4,42	6,09	1,54	2,41	7,06	6,45	0,03	2,20
64	51,09	0,77	16,43	3,60	3,73	-	4,43	6,17	0,40	1,98	6,52	4,93	0,04	2,12

## Содержание некоторых малых элементов в глинах гипсоносной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	60	0,3-0,03	0,044	0,048	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,1-0,03	0,035	0,046	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,1-0,03	0,081	0,091	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,1-0,003	0,029	0,033	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,01-0,003	0,005	0,005	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	1-0,5	0,578	0,568	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,01-0,03	0,022	0,031	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,1-0,03	0,079	0,084	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,01-0,03	0,013	0,015	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	"	0,1-0,03	0,02	0,03	$1 \cdot 10^{-2}$

гидрослюда и хлорит имеют более совершенную структуру. Для гипсоносной субформации характерна хлорит-монтмориллонит-пальгорскит-гидрослюдистая ассоциация.

Особенностью химического состава глин гипсоносной субформации (табл. 83) является высокое содержание магния и суммы щелочей. Отношение  $\text{SiO}_2 / \text{R}_2\text{O}$  колеблется в пределах 2,4-3,6. В составе малых элементов обращает внимание повышенное содержание Mn, Ni, Cr (табл. 84).

## Соленосная субформация (средний миоцен)

Глины составляют около 60% мощности соленосной субформации. Они темно-серого и серого цвета. Нередко содержат различное количество обуглившихся растительных остатков; иногда их очень много и глины похожи на углистые сланцы. Часто глины огипсованы или пропитаны каменной солью. Обычно они плотные и редко размокают в воде в естественном состоянии (образуют пастообразную массу после удаления электролитов и других обработок).

Глины алевроитовые и алевроитистые, реже песчаные, отличаются хорошей отсортированностью. Гранулометрический состав глин: фракция  $<0,001$  мм - 480, 0,001-0,01 - 320, 0,01-0,1 - 12%  $>0,1$  - 8%. Карбонатность в среднем составляет 8%.

Структуры мегалелитовые и лептоелитовые, реже алевропелитовые, текстуры слабо ориентированные и ориентированные. Алевроитовые и редкие песчаные частицы распределены в глинистой массе равномерно и представлены измененными плагиоклазами (нередко двойниками андезина и лабрадора), биотитом, редкими зернами кварца и еще более редкими обломками эффузивных пород и вулканического стекла. Пла-

гиоклазы пелитизированы и карбонатизированы, обломки пород хлоритизированы, вулканическое стекло иногда раскристаллизовано. В основной массе отмечаются редкие скопления гидроокислов железа и многочисленные мелкие чешуйки кальцита.

В крупных фракциях глин постоянно присутствуют авгит (1-10%), обыкновенная роговая обманка (до 4%), биотит (до 2%), апатит (до 2%), пирит (5-40%, иногда 90%), ангидрит (5-50%, иногда 90%), гидроокислы железа (до 10%), измененные плагиоклазы среднего и основного состава (80-100%), кварц (до 2%), вулканическое стекло (до 10%), обломки пород (до 10%).

Из глинистых минералов установлены хлорит (30%), гидрослюда (30%), монтмориллонит (40%), палыгорскит.

Хлорит на рентгенограммах фиксируется по отражениям с  $d = 14\text{Å}$ ,  $7,0\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ ;  $d(060) = 1,54\text{Å}$ , что свидетельствует о триоктаэдрической структуре минерала. Линии с  $d = 7\text{Å}$  и  $3,5\text{Å}$  после кипячения в HCl исчезают. Параметры элементарной ячейки:  $a = 5,30$  кх,  $b = 9,28$  кх,  $c = 14,6$  кх,  $\beta = 96^\circ$ .

Гидрослюда устанавливается по наличию на рентгенограммах интенсивного рефлекса с  $d = 10\text{Å}$ , который не изменяется после прокаливания и насыщения образцов глицерином. Минерал диоктаэдрический, модификации  $1M$  и  $2M_1$  ( $1M \cong 2M_1$ ), параметры ячейки:  $a = 5,16$  кх,  $b = 8,96$  кх,  $c = 10,1$  кх (для  $2M_1$   $c = 19,9$  кх),  $\beta = 100^\circ 5'$  (для  $2M_1$   $\beta = 95^\circ 30'$ ).

Монтмориллонит на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов фиксируется по базальным отражениям с  $d(001) = 17\text{Å}$ ,  $8,6\text{Å}$  и т.д. Рефлекс с  $d(001) = 10\text{Å}$  на рентгенограммах прокаленных образцов резко усиливается. Линия с  $d(060) = 1,50\text{Å}$  свидетельствует о диоктаэдричности монтмориллонита. На термограммах образцов с значительным содержанием монтмориллонита первый эндотермический пик (выделение слабо связанной воды) выражен наиболее интенсивно (рис. 50).

Палыгорскит фиксируется на электронно-микроскопических снимках в виде редких игольчатых кристаллов (рис. 50). О наличии палыгорскита свидетельствует повышенное содержание магния в химическом составе глинистой фракции. Из табл. 85 видно, что глины отличаются также большим содержанием суммы щелочей и незначительным -  $Al_2O_3$ . Отношение  $SiO_2/R_2O$  колеблется в пределах 2,8-4. Содержания микроэлементов (табл. 86) ниже кларков в осадочных глинах, за исключением В и Sr которые образуют повышенные концентрации.

В глинах соленосной субформации выделяется хлорит-гидрослюда-монтмориллонитовая ассоциация (палыгорскит встречается не постоянно). Распределение глинистых минералов в пределах изученной площади, а также в разрезе субформации не контролируется.

### Карбонатно-терригенная ингрессивная формация ( $N_3$ )

Отложения карбонатно-терригенной формации обнажаются в устье реки Раздан, в районе сел Мангюс и Дзорахбюр, где мощность ее составляет около 1000 м. Они вскрыты также многочисленными скважи-

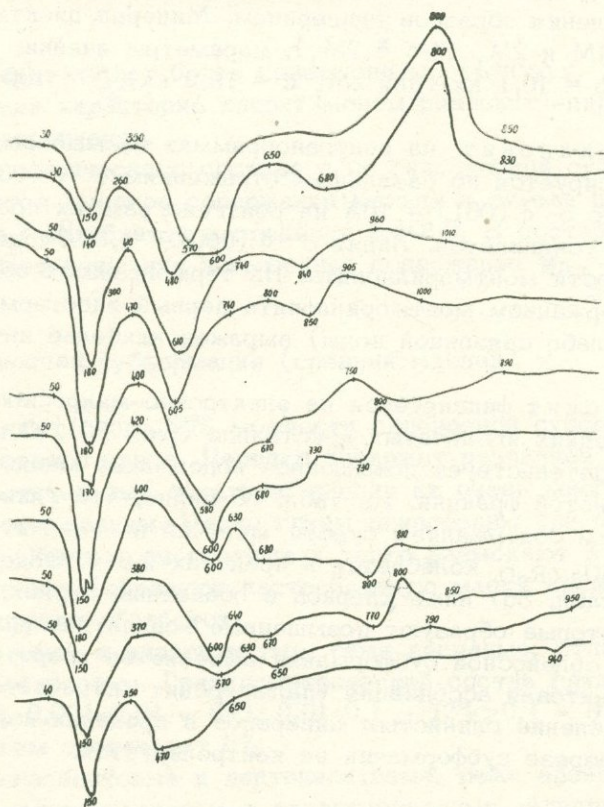
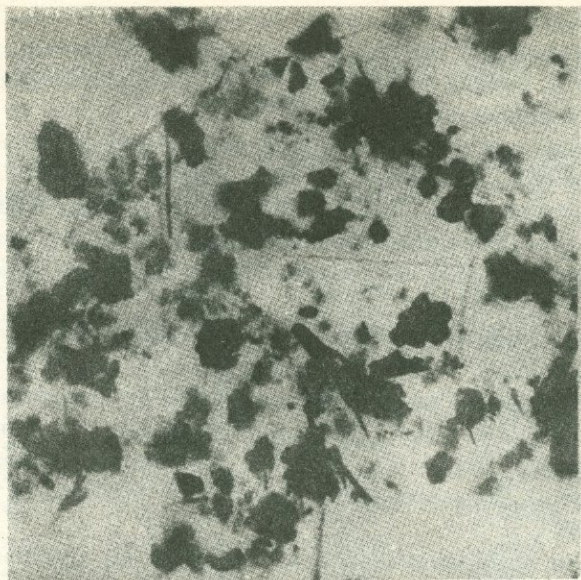


Рис. 50. Снимок суспензии (а) и термограммы (б) монтмориллонит-гидрослюдистых глин соленосной субформации.

Результаты полного силикатного анализа фракции < 0,001 мм  
глин и глинистых пород (обр. 93, 42, 1907) соленосной субформа-  
ции

Окислы	Но м е р а о б р а з ц о в							
	1905	1917	1213	45	61	93	42	1907
SiO <sub>2</sub>	49,12	48,92	47,32	50,11	49,8	51,1	51,8	48,5
TiO <sub>2</sub>	-	0,67	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,19	15,34	15,66	16,0	15,1	15,85	14,28	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5	3,10	3,61	2,11	2,8	3,4	3,46	3,25
FeO	4,5	3,37	2,02	3,8	3,93	3,00	2,98	3,06
MnO	0,22	0,07	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04
CaO	2,7	2,04	1,75	1,93	1,11	1,26	2,04	2,37
MgO	7,12	4,89	5,71	6,45	7,35	6,20	5,97	5,61
Na <sub>2</sub> O	4,02	2,91	4,52	3,1	2,1	3,1	2,83	3,15
K <sub>2</sub> O	5,35	3,25	4,34	3,8	4,41	4,8	3,82	4,91
H <sub>2</sub> O	5,63	6,35	5,17	6,15	6,2	4,90	4,35	5,04
n.p.n.	6,08	7,13	6,21	6,41	6,11	5,8	6,3	6,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
SO <sub>3</sub>	1,50	1,00	1,02	1,83	2,09	2,44	2,03	2,55

нами в пределах Приереванского прогиба. Глинистые породы ассоцииру-  
ют с известняками, мергелями и песчаниками. Петрографические типы  
алевро-песчаных пород представлены полевошпатовыми граувакками. В  
нижней части разреза имеются маломощные прослой горючих сланцев.

Мощность глинистых пластов колеблется от 1-2 до 50 и более мет-  
ров. Глины составляют около 60% общей мощности формации. Они се-  
рого цвета, плотные, иногда комковатые. Нередко включают фрагменты  
углефицированных растений. Содержат богатую ихтиофауну, остракоды,  
пелециподы, гастроподы, а также флору, споры и пыльцу. Характерно  
наличие гнезд и полостей, выполненных гидроокислами железа. Глины  
неотсортированные, содержание фракции < 0,001 мм в среднем состав-

Содержание некоторых малых элементов в глинах  
соленосной субформации

Элементы	Количество анализов	Пределы ко- лебаний	Среднеариф- метическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	65	0,1-0,03	0,100	0,108	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,1-0,03	0,02	0,04	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,1-0,03	0,015	0,018	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,01-0,003	0,003	0,003	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,01-0,003	0,001	0,002	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,1-0,03	0,08	0,09	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,001-0,0003	0,0003	0,0003	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,01-0,001	0,0002	0,0002	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,01-0,003	0,003	0,004	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	"	0,1-0,03	0,05	0,06	$1 \cdot 10^{-2}$

ляет 40%, 0,001-0,01 мм - 32%, 0,01-0,1 мм - 18% >0,1- 10%. Карбо-  
натность высокая - в среднем составляет 22%.

Структура глин алевропелитовая, псаммопелитовая, реже мегапелитовая, текстура беспорядочная, слабо ориентированная, пятнистая. Алевролитовые и песчаные частицы представлены полуокатанными зёрнами плагиоклаза (часто двойниками андезина и лабрадора), биотитом, авгитом, кварцем, хлоритом, эпидотом, обломками андезитов, базальтов, дацитов, серпентинитов, кремнистых и метаморфических пород, известняков.

Глинистая основа пронизана мелкими чешуйками кальцита, характерны обособленные скопления гидроокислов железа и углстого вещества, создающие пятнистые текстуры.

Иммерсионным методом выявлены: кварц (0,5%), полевые шпаты (10%), обломки пород (12%), магнетит (15%), рудные немагнитные минералы (5%), циркон (1,30%), пикотит (4%), гранат (2%), сфен (1,5%), обыкновенная роговая обманка (1,60%), актинолит (2%), глаукофан (2%), биотит (2%), мусковит (1,5%), зеленая слюда (1,5%), эпидот (21,80%), цоизит (1,11%).

Результаты рентгеновского анализа глинистой фракции  
глин карбонатно-терригенной формации

Разданский разрез обр. 240 (203, 168)		Егвардский разрез обр. 290 (301, 450, 508, 600)				Аванский разрез обр. (1145, 1147)					
Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.		Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.		Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	17,7	10	14	10	17,7	5	14	10	18	10	14
3	10,3	10	9,9	6	13,7	10	10	3	10,3	10	10
3	8,9	8	4,5	4	10,8	3	5	2	8,9	4	7,1
3	7,1	4	4,28	3	8,9	8	4,5	3	7,1	4	4,28
4	4,6	1	4,03	4	7,1	3	4,28	4	4,6	1	4,03
5	4,2	5	3,81	3	5,08	3	3,81	5	4,42	5	3,81
3	4,03	1	3,49	4	4,79	1	3,56	3	4,03	1	3,49
3	3,69	10	3,36	3	4,55	10	3,77	3	3,69	10	3,36
3	3,53	10	3,19	2	4,28	5	3,24	3	3,53	8	3,20
4	3,34	3	2,98	1	4,02	2	3,02	4	3,34	3	2,98
3	3,19	1	2,77	3	3,71	2	2,90	3	3,19	1	2,77
3	2,98	4	2,64	5	3,59	3	2,63	3	2,98	4	2,67
2	2,89	8	2,60	6	3,37	2	4,68	2	2,89	8	2,60
5	2,59	6	2,454	4	3,01	2	2,125	5	2,59	6	2,450
3	2,40	2	2,270	2	2,82	2	2,005	3	2,40	2	2,270
2	2,273	2	2,125	3	2,61	2	1,830	2	2,275	2	2,125
2	2,133	4	1,820	2	2,490	1	1,737	1	1,684	2	1,667
2	2,00	2	1,667	1	1,667	1	1,667	6	1,544	4	1,544
2	1,812	6	1,541	8	1,540	1	1,540	7	1,507	3	1,507
2	1,667	3	1,499	4	1,500	1	1,499				
8	1,540										
4	1,500										

<sup>x</sup> В скобках указаны образцы, имеющие одинаковый минеральный состав.

Из глинистых минералов установлены: монтмориллонит (до 40%), хлорит (до 30%), гидрослюда (до 20%), палыгорскит (до 30%).

Монтмориллонит на рентгенограммах насыщенных глицирином образцов фиксируется по серии рефлексов с  $d(001) = 17,8\text{Å}$ ,  $8,9\text{Å}$  и т.д. (табл. 87). После прокаливании интенсивность отражения с  $d = 10\text{Å}$  резко усиливается вследствие дегидратации минерала. Монтмориллонит диоктаэдрический -  $d(060) = 1,50\text{Å}$ , но, очевидно, содержит много железа, поскольку после обработки в HCl разлагается. О наличии монтмориллонита в глинах свидетельствуют также кривые на-

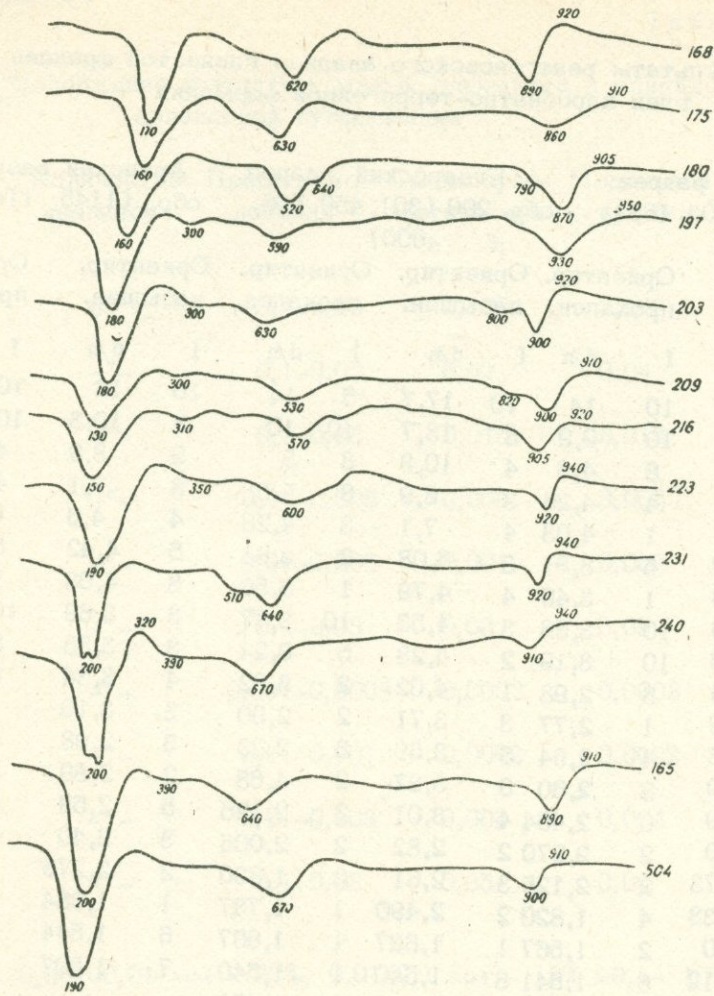


Рис. 51. Термограммы палыгорскит-монтмориллонитовых глин карбонатно-терригенной формации.

гревания, на которых фиксируются типичные для этого минерала эндоэффекты (рис. 51).

Х л о р и т диагностируется по серии рефлексов с  $d = 14\text{Å}$ ,  $7\text{Å}$ ,  $3,5\text{Å}$ . Судя по интенсивностям четных и нечетных порядков отражений, хлорит железистый, триоктаэдрический -  $d(060) = 1,532\text{Å}$ . После прокаливания рефлекс первого порядка с  $d = 14\text{Å}$  усиливается, а на рентгенограммах прокипяченных в соляной кислоте образцов четные порядки отражений исчезают. Параметры элементарной ячейки:  $a = 5,30\text{ кх}$ ,  $b = 9,28\text{ кх}$ ,  $c = 14,6\text{ кх}$ ,  $\beta = 96^\circ$ .

Г и д р о с л ю д а диагностируется по интенсивному рефлексу с  $d(001) = 10\text{Å}$  на рентгенограммах природных образцов, который не изменяется после их прокаливания и насыщения глицерином. Структура

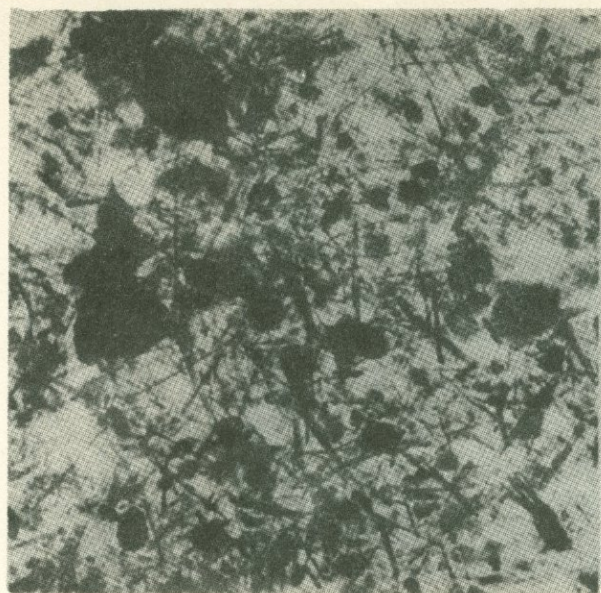


Рис. 52. Снимок суспензии палыгорскит-монтмориллонитовой глины карбонатно-терригенной формации.

минерала диоктаэдрическая, модификации 1M и 2M ( $2M \geq 1M$ ); параметры ячейки:  $a = 5,18$  кх,  $b = 8,96$ ,  $c = 10,1$  кх,  $\beta = 100^{\circ}5'$  (для 2M  $c = 19,6$  кх,  $\beta = 95^{\circ}$ ).

Палыгорскит фиксируется на электронно-микроскопических снимках в виде многочисленных тонковолокнистых и игольчатых образований (рис. 52). На рентгенограммах многих образцов фиксируются характерные для палыгорскита отражения с  $d = 10,3\text{Å}$ ,  $6,4\text{Å}$ ,  $3,20\text{Å}$ , на электроннограммах – рефлекс (011) с  $d = 10,5$ кх. Термограммы глин с значительным содержанием палыгорскита характеризуются четырьмя эндоэффектами с максимумами при  $130-190^{\circ}$ ,  $300-350^{\circ}$ ,  $530-600^{\circ}$  и  $905-920^{\circ}$ С.

В глинах разреза скв. 4 (Раздан) роль палыгорскита резко возрастает, глины с преобладающим значением монтмориллонита распространены на юго-востоке и востоке.

В глинистой фракции песчаников палыгорскит встречается реже; по сравнению с глинами, в ней возрастает роль хлорита и монтмориллонита (рис. 53, табл. 88).

На сканирующих снимках цементное пространство выполнено сравнительно однородным глинистым веществом, образующим на различных участках чешуйки изометричной и удлиненной формы (рис. 54).

Для химического состава глинистой фракции характерно повышенное содержание кальция, магния, влаги и сравнительно незначительное содержание щелочей (табл. 89). Отношение  $SiO_2/R_2O$  составляет 2,9-4. Из малых элементов повышенные концентрации образуют Cr и V (табл. 90).

Для карбонатно-терригенной формации характерна одна ассоциация глинистых минералов: хлорит-палыгорскит-гидрослюда-монтмориллонитовая.

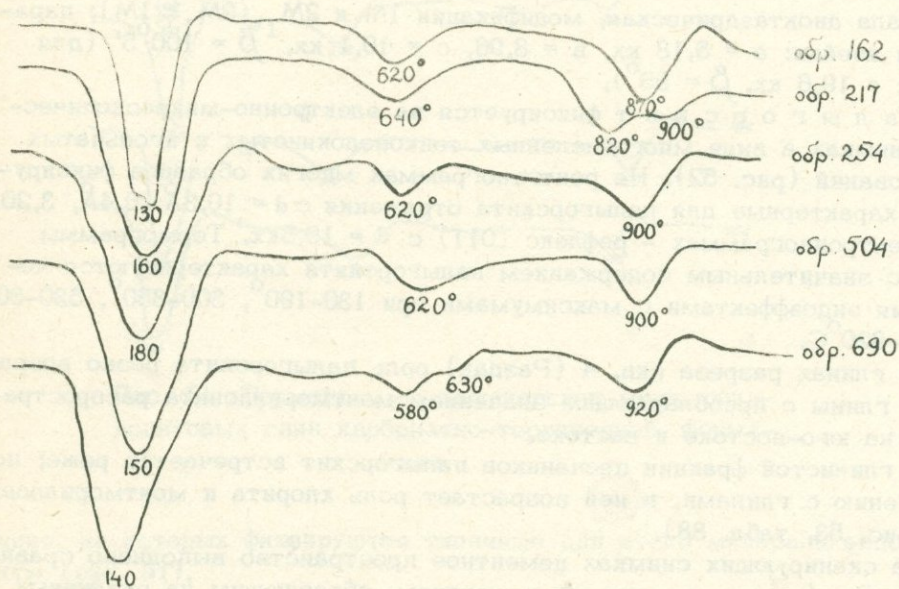


Рис. 53. Снимок суспензии (а) и термограммы (б) глинистой фракции песчаников карбонатно-терригенной формации.

#### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Позднеальпийский этап является дереломным в истории развития региона. Предолигоценые складкообразовательные движения существенно изменили план расположения основных структур. Особенно ощу-

Результаты рентгеновского анализа глинистой фракции  
песчаников карбонатно-терригенной формации

Обр. 162				Обр. 254				Обр. 504			
Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.		Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.		Ориентир. насыщен.		Ориентир. прокален.	
I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h	I	d/h
8	17,5	10	10,0	10	17,7	2	13,9	8	17,8	2	14,1
-	-	-	-	2	14,0	10	10,0	2	14,1	8	10,0
2	8,9	6	4,4	2	10,0	2	5,1	3	8,9	1	7,1
4	4,6	2	4,03	3	8,9	6	4,5	4	4,6	1	4,05
3	4,2	3	3,80	4	7,1	2	4,28	4	4,43	5	3,81
4	4,02	1	3,50	3	4,5	8	3,78	3	3,69	8	3,36
4	3,69	8	3,36	5	3,59	3	2,62	2	3,52	6	3,2
3	3,53	10	3,19	5	3,37	2	4,68	4	3,34	3	2,98
2	2,89	6	2;59					3	2,88	6	2,60
2	2,72	1	2,125					4	2,58	6	2,450
2	1,812	5	1,540	4	1,540	2	1,540	4	1,544	3	1,544
4	1,500			4	1,500	2	1,499	8	1,507	4	1,507

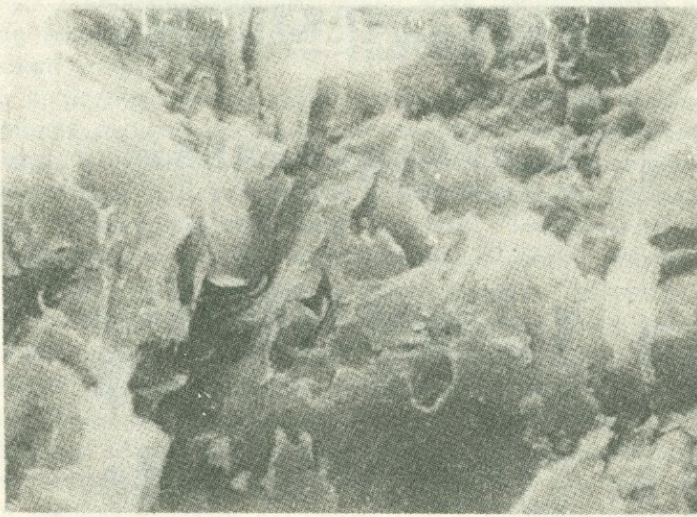


Рис. 54 Сканирующий снимок песчаника карбонатно-терригенной формации.

тимо эти движения сказались на Севано-Ширакской зоне, наиболее прогнутая (ссева) полоса которой в это время воздымается и постепенно превращается в зону центрального поднятия. Объединение ее с Сомхето-Карабахской и Анкавано-Сюникской зонами в олигоценное время

Химический состав фракции < 0,001 мм глин и песчаников (162, 254, 504)  
карбонатно-терригенной формации

Окислы в %	Разданский разрез				Егвардский разрез				Аванский разрез		
	168	203	240	290	600	1145	1147	162	254	504	
SiO <sub>2</sub>	48,52	48,74	48,92	50,25	49,12	51,50	49,60	55,26	51,14	49,25	
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,53	0,67	0,52	0,61	0,50	0,45	-	-	-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,78	14,46	15,34	15,75	14,71	15,16	14,14	16,20	17,23	16,23	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,87	5,50	6,10	5,34	4,56	3,42	3,50	4,34	2,15	4,81	
FeO	2,52	2,28	3,37	2,46	3,21	3,30	2,70	2,35	2,15	2,44	
MnO	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	
CaO	1,74	2,67	1,04	2,01	2,21	1,95	2,13	2,13	2,81	2,19	
MgO	6,04	7,98	6,89	5,37	7,75	6,35	8,12	5,86	6,10	6,12	
Na <sub>2</sub> O	2,59	1,33	1,91	1,75	1,85	2,01	1,68	2,60	2,22	2,50	
K <sub>2</sub> O	3,59	1,13	2,25	2,46	2,46	2,46	2,32	2,10	1,90	2,20	
H <sub>2</sub> O	7,52	7,34	7,80	5,21	5,31	5,51	6,12	5,28	7,50	6,80	
n.n.n.	5,74	6,26	5,60	6,03	6,61	4,90	7,48	4,22	6,56	5,20	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04				
SO <sub>3</sub>	1,20	2,35	1,01	2,36	2,06	2,31	1,86				
SiO/R <sub>2</sub> O	3,8	2,9	3,4	4	2,9	3,6	2,9				

Содержание некоторых малых элементов в глинах  
карбонатно-терригенной формации

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеариф- метическое (M) в %	Модальное (Mo) в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	100	0,1-0,03	0,040	0,042	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,1-0,03	0,064	0,063	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	"	0,1-0,03	0,099	0,160	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	"	0,1-0,03	0,041	0,045	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	"	0,01-0,003	0,008	0,008	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	1-0,5	0,670	0,705	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	"	0,1-0,03	0,04	0,042	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	"	0,1-0,06	0,03	0,038	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,01-0,001	0,0068	0,007	$5,7 \cdot 10^{-3}$
B	"	0,01-0,003	0,019	0,008	$1 \cdot 10^{-2}$

приводит к образованию единой Антикавказской геоантиклинали (Асланян, 1958). К югу от нее располагалась Еревано-Нахичеванская (Приараксинская), а к северу - Куринская геосинклинальные зоны. Системой поперечных поднятий Приараксинская зона расчленяется на ряд более или менее изолированных прогибов: Ереванский, Нахичеванский, Нижнеахурянский и др.

В связи с поднятием центральной части Антикавказа и Армянского хребта происходит окончательное формирование Среднеараксинской межгорной котловины (Габриелян, 1959). Более интенсивное воздымание области в миоценовое время приводит к значительному расширению площади окраинных и внутрибассейновых поднятий. По-видимому, также интенсивно погружались прогибы, расположенные между поднятиями. Именно эти, контрастно выраженные, тектонические движения и обусловили своеобразие позднеальпийского - орогенного - ряда формаций. Нижним членом этого ряда во всех зонах является шпировая формация олигоценного возраста, формирование которой происходило все еще в морском бассейне. Типичными орогенами являются красноцветная, терригенно-эвалуритовая и карбонатно-терригенная формации, возраст которых датируется соответственно нижним, средним и верхним миоценом. Эти формации распространены в Ереванском и Октемберянском прогибах, формирование их связано с эпиконтинентальными и солеродными бассейнами. Исключение составляет карбонатно-терригенная формация, образование которой связано с ингрессией сарматского моря. Это был последний акт морской седиментации на территории Армянской ССР. В Севано-Ширакской зоне верхняя моласса представлена угленосной (озерно-континентальной) формацией.

Повсеместное вытеснение морских и субаквальных условий осадконакопления наземными имело место лишь в плиоцене-антропогене. К этому времени относится проявление финального вулканизма и образо-

вание наземно-вулканогенной формации. Таким образом, глины орогенного этапа образовались в совершенно разных палеогеографических и фациально-геохимических условиях - морских, эпиконтинентальных и эвапоритовых.

Отложения шпировой формации в Ереванской зоне (шорахбюрская толща) формировались в условиях хорошо прогреваемого мелководного моря с нормальной соленостью и установившимся гидродинамическим режимом. Об этом свидетельствуют заключенная в них обильная и хорошо сульфитированная конхилиофауна, коралловые постройки, сравнительно высокая отсортированность пород, постепенное замещение одних типов пород другими по простиранию. Шорахбюрский бассейн в течение раннего и (отчасти) среднего олигоцена представлял собой открытый водоем, сообщавшийся с акваторией средиземноморской геосинклинали. Начиная примерно с середины раннего олигоцена, он обнаруживает явные признаки обмеления. Периодически затрудняется связь с открытым морем, воды бассейна подвергаются значительному испарению, происходит интенсивное выпадение карбонатов, образование аутигенного гипса, барита, целестина.

По-видимому, Шорахбюрский бассейн сообщался с Октемберянским, несмотря на наличие между ними зоны сокращенных мощностей и островных поднятий. По сравнению с Шорахбюрским, Октемберянский бассейн был более опресненным, на что указывают остатки фауны, пониженная карбонатность пород, меньшее содержание в них аутигенного палыгорскита.

В Севано-Ширакской зоне осадконакопление происходило в прибрежной зоне морского бассейна (наличие грубообломочных пород в составе шпировой формации и т.п.), вероятно также более опресненного, чем Шорахбюрский.

На основании средних содержаний аутигенных форм железа (сульфидного, сидеритового, гидроокисного) и остаточного органического углерода в глинах орогенных формаций построены кривые (рис. 55), отражающие окислительно-восстановительную обстановку бассейнов седиментации. На горизонтальной оси отложены процентные содержания остаточного углерода, на вертикальной - средние значения различных форм железа.

Пик кривой сульфидного железа совпадает с областью распространения глин терригенно-эвапоритовой, карбонатно-терригенной и, особенно, шпировой формаций. Эта область соответствует на горизонтальной оси отрезку с 1,3-2,8%  $C_{org}$ . Область меньших содержаний  $C_{org}$  (0,1 - 0,7%) совпадает с максимумом кривой гидроокисного железа. Здесь концентрируются глины красноцветной формации. Кривая сидеритового железа располагается почти параллельно горизонтальной оси, что, очевидно, объясняется присутствием в глинах всех формаций значительного количества железа, входящего в кристаллическую решетку хлоритов (последнее раздельно не определялось).

Нижняя диаграмма отражает емкость редукционного процесса при формировании олигоцен-миоценовых осадков. На вертикальной оси обозначены содержания  $C_{org}$ , ушедшего на восстановление различных форм железа. Из диаграммы видно, что по мере падения окислительно-вос-



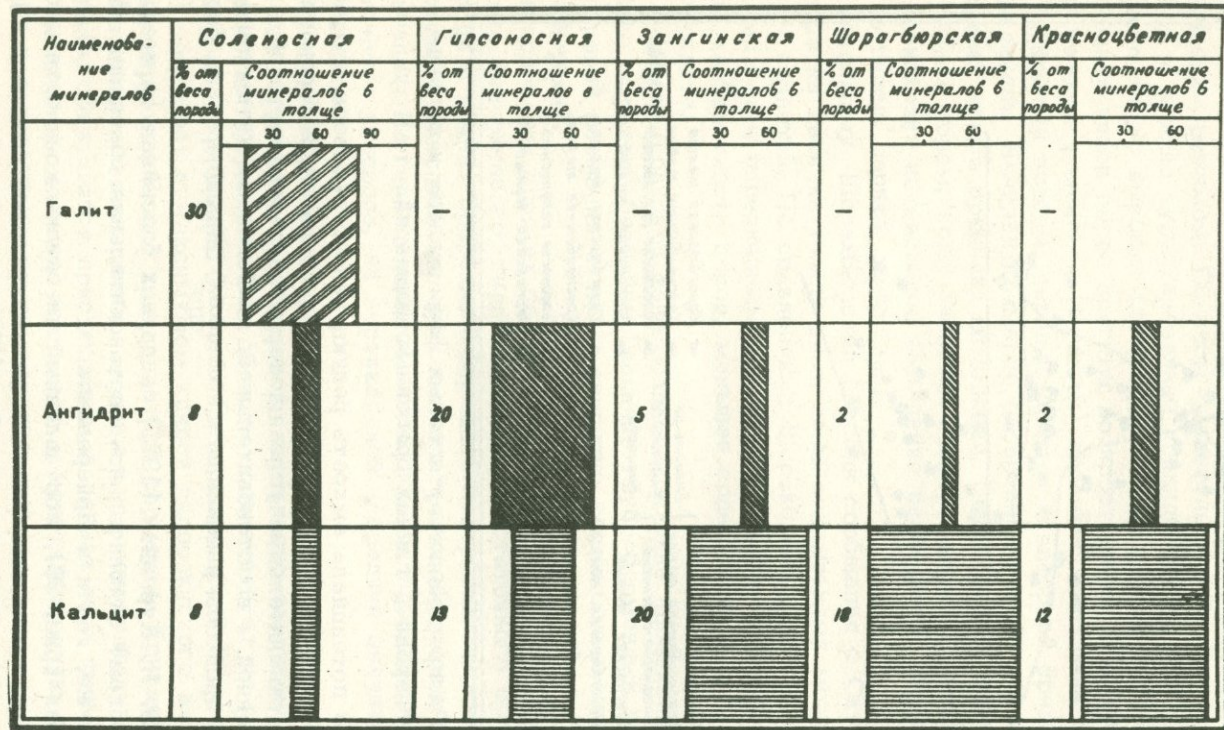


Рис. 56. Распределение породообразующих хемогенных минералов в отложениях орогенных формаций.

но хорошо характеризуют каждую толщу отдельно, но исключают их сопоставление. Поэтому в графе слева приводятся также процентные содержания компонентов в каждой толще.

Из диаграммы видно, что наиболее повышенной концентрацией (минерализацией) характеризовались наддонная вода солеродного бассейна, меньше гипсоносного, зангинского (карбонатно-терригенная формация), шорахбюрского (шлировая формация) и наименьшей – красноцветного. В указанной последовательности гидрохимический режим водоемов существенно изменяется: ангидрит-галитовый режим садки с подчиненным хемогенным карбонатообразованием сменяется ангидритовым (с несколько возросшим значением карбонатообразования) и затем карбонатным со слабо выраженным ангидритовым режимом.

Судя по характеру распространения седиментационного палыгорскита в отдельных фациально-генетических комплексах, очевидно, во всех бассейнах условия седиментации характеризовались щелочной реакцией, причем формирование осадков терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций происходило в условиях более повышенной щелочности, чем шлировой и красноцветной.

Основные особенности палеогеографии ранне-среднеолигоценовой суши и, в частности, ее рельефа, были обусловлены главным образом тектоническими движениями, которые в различных зонах имели разную интенсивность и направление. Как отмечают А. А. Габриелян и Н. В. Думитрашко (1962); в результате этих движений формируются наиболее важные современные геотектонические и орографические единицы, происходит существенное изменение в плане расположения тектонических зон и, в частности, миграция прогибов к северу и югу. Одновременно с общим поднятием центральной части Антикавказа происходит дальнейшее прогибание Приараксинской (Еревано-Ордубадской) зоны, что, очевидно, имело важное значение в формировании ранне-среднеолигоценового рельефа этой области. Рельеф суши, прилегающей непосредственно к шорахбюрскому (Приереванскому) бассейну, был сравнительно невысоким. Основные области питания были связаны с бассейном промежуточной пологой суши, о чем свидетельствует значительная карбонатность пород, отсутствие грубообломочного материала, наличие мощных пачек глин, значительное содержание глинистой фракции в глинах и песчаниках. О слабой расчлененности ранне-среднеолигоценового рельефа свидетельствуют также фитоландшафты этого времени; обнаруженные в шорахбюрской толще комплексы спор и пыльцы главным образом (почти полностью) относятся к формам так называемого нижнего пояса (*Carya* sp., *Magnolia* sp., *Laurus spinifer* Bolch., *Aralia* и др.), которые произрастают на высотах ниже 500 м.

Контрастно выраженные тектонические движения обусловили интенсивное проявление наземного и подводного вулканизма. Олигоценовые и миоценовые вулканогенные образования в пределах Малого Кавказа имеют весьма широкое распространение. Однако стратиграфически они изучены слабо, в частности, не произведено (за редким исключением) их поярусное расчленение. Объясняется это отсутствием фауны во вмещающих породах, однородностью мощных вулканогенных толщ или, напротив, весьма частой их фациальной изменчивостью, а также неяс-

ностью соотношения с фаунистически датированными осадочными образованиями. Существующий по этому вопросу пока еще скудный материал базируется главным образом на редких находках фауны и данных по абсолютному возрасту. Тем не менее, почти во всех зонах олигоценовые вулканогенные образования отделяются от мио-плиоценовых (позднеорогенных) достаточно обоснованно, хотя в разрезах они нередко встречаются совместно и образуют единые вулканогенные или вулканогенно-осадочные комплексы. Создается впечатление о непрерывности вулканической деятельности на протяжении всего олигоцена и миоцена.

Прогибание Приараксинской геосинклинальной зоны, продолжавшееся в раннем-среднем олигоцене, сопровождалось интенсивным проявлением (особенно на юго-востоке) подводного и наземного вулканизма. Типичный пример взаимоперехода осадочных отложений и андезитовых туфобрекчий и туфоконгломератов этого возраста описан А. Т. Вегуни (1956) в районе села Ринд. Центры извержения располагались в пределах Вайоцзорского синклинория, Сюника, возможно в Нахичеванском бассейне. Олигоценовые вулканогенные отложения известны также на севере - в пределах Севано-Ширакского синклинория (Восточно-Севанский, Варденисский, Гегамский хребты). В Восточном Вайоцзоре вулканогенные отложения олигоцена (амулсарская свита) представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами, их лавобрекчиями, агломератовыми лавами и туфоконгломератами; встречаются также маломощные прослой липаритов и туфов. В западном Вайоцзоре вулканогенные отложения нижнего-среднего олигоцена представлены андезито-базальтами, их туфобрекчиями, санидиновыми трахитами и их туфами. Пирокластические породы этого возраста развиты южнее, в пределах Нахичеванского бассейна; здесь они представлены туфами, туфобрекчиями, туффитами, туфопесчаниками (абракунисская свита). В пределах Севано-Ширакского синклинория вулканогенные образования олигоцена развиты меньше и представлены андезито-базальтами, базальтами и трахи-андезитами. К олигоцену относятся также кварцевые сиенит-порфиры и кварцево-санидиновые трахиты, развитые на северо-восточном побережье озера Севан и представленные мелкими экструзивными телами.

Судя по комплексам спор и пыльцы, указывающим на широкое развитие тропической и субтропической растительности, а также биоценозам, населявшим бассейн в начале раннего олигоцена, климат продолжает оставаться теплым и умеренно влажным, но уже в среднем олигоцене он испытывает тенденцию к засушливости, а в конце этого времени существенно изменяется и приобретает аридные черты. Об этом свидетельствует появление вначале немногих видов ксерофитовой флоры (*Salicornia*, *Anacardiaceae*, *Aralia* и др.), которые затем почти полностью вытесняют тропическую растительность, наличие в верхней части разреза шорахбюрской толщи аутигенного гипса (иногда в виде крупных кристаллов), целестина. О постепенной аридизации климата в раннем-среднем олигоцене свидетельствует также состав глинистых минералов - широкое развитие монтмориллонита, наличие палыгорскита лишь в кровле шпировой формации.

В отложениях шпировой формации выделяются несколько ассоциаций неглинистых минералов: 1) пикотит-магнетит-хромит-основные плагиоклазы; 2) циркон (окатанный)-гранат-рутил-сфен-кварц; 3) циркон (неокатанный)-апатит-биотит-кислые плагиоклазы; 4) авгит-гиперстен-роговая обманка обыкновенная - средние плагиоклазы-обломки эффузивных пород. Эти ассоциации связаны с различными источниками сноса: палеозойскими осадочными породами, офиолитами, юрскими, меловыми и эоценовыми осадочными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Весьма важное значение в составе глин имеют вулканические стекла, занесенные в бассейн воздушным путем.

Аутигенные неглинистые минералы представлены пиритом, баритом, целестином, реже зеленой слюдой, глауконитом. Эти и другие минералы, а также структурно-текстурные особенности пород указывают на весьма низкий уровень постседиментационного изменения отложений шпировой формации.

Породообразующим глинистым минералом в глинах шпировой формации во всех зонах является монтмориллонит, примеси представлены хлоритом, гидрослюдой, палыгорскитом (Ереванский бассейн), каолинитом (Октемберянский прогиб).

Аутигенный монтмориллонит образуется по пепловому материалу. Его достаточно много и в песчаниках: нередко цемент в них нацело состоит из пепла, перерожденного в монтмориллонит и хлорит. Однако основу глин слагает не только пирокластическое, но и терригенное вещество. Можно допустить, что столь значительное количество монтмориллонита имеет своим источником также верхнемеловые и датско-палеоценовые отложения, в составе которых он имеет важное значение. Железистый хлорит в сравнительно больших количествах встречается в глинах Севано-Ширакской зоны. Хлорит также имеет двойственную природу - аллотигенную и аутигенную. Последняя разновидность образуется по пирокластам, что наиболее отчетливо наблюдается в цементе песчаников, который участками замещается тонкоагрегатным хлоритом. Нередко хлорит развивается за счет терригенного материала - по связующей массе обломков эффузивных пород и ромбическим пироксенам. В этом случае он представлен землистыми агрегатами и обычно ассоциирует с гидроокислами железа. Очевидно, этот тип имеет аллотигенное происхождение и связан с продуктами выветривания верхнемеловых и эоценовых, а также синхронных осадконакоплению эффузивных пород. Гидрослюда встречается почти постоянно во всех зонах, но в очень незначительных количествах (в среднем составляет около 10% глинистой фракции); по-видимому, он аллотигенного происхождения и связан с продуктами размыва палеозойских и юрских отложений. Каолинит обнаружен только в глинах Октемберянского прогиба, а палыгорскит - в глинах верхней части разреза шпировой формации Ереванского прогиба. Палыгорскит явно аутигенного происхождения, синтезируется в период осолонения Шорахбюрского бассейна, имевшем место в конце позднего олигоцена, почему и встречается только в верхних горизонтах. Подробнее о палыгорските будет сказано при описании условий образования глин терригенно-эвапоритовой формации. Каолинит встречается только

в прибрежно-дельтовых отложениях, причем по всему разрезу шлировой формации Октемберянского прогиба. В других зонах он не зафиксирован; это обстоятельство позволяет предположить, что каолинит транспортировался реками, стекавшими в Октемберянский бассейн со стороны Армянского Пара. О том, что каолинит концентрируется преимущественно в прибрежной полосе моря отмечено рядом исследователей, особенно детально этот вопрос разработан М. А. Ратеевым, (1964).

В позднем олигоцене – раннем миоцене осадконакопление происходило в существенно иных условиях. К этому времени образуются уже такие регрессивные формации как угленосная в Севано-Ширакской зоне и красноцветная – в Приереванском и Октемберянском прогибах.

В Севано-Ширакской зоне на фоне общего воздымания центральной части синклиория намечаются участки с тенденцией к прогибанию. В результате море ингридирует на эти участки и образуется ряд пресноводных бассейнов, сообщавшихся между собой узкими проливами. В таких озерах и формируются осадки верхнемелассовой серии. На дне глубоких озер среда была резко восстановительной, здесь накапливаются сапропелевые илы. Отложения, в том числе и глинистые, характеризуются значительным содержанием битума. Озера постепенно заполнялись терригенным материалом и в стадию их замыкания имело место интенсивное углеобразование за счет сносимого с суши растительного детрита. Рельеф суши был среднегорным, значительные ее участки были покрыты болотами и лесами, состоящими в основном из болотного кипариса и листопадных. Таким образом, в пределах Севано-Ширакской зоны господствовал влажный, близкий к субтропическому, микроклимат. Обломочный материал сносился в основном с Памбакского и Базумского поднятий, которые были сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами палеогена.

Иными были условия седиментации в Приараксинской зоне.

В раннем олигоцене – позднем миоцене, в результате предмиоценовых тектонических движений, происходит дальнейшее воздымание всей центральной области Антикавказа и Армянского хребта. Ранне-среднеолигоценное море сокращается и в пределах северо-западной части Приараксинской зоны образуется обширный межгорный прогиб – внутриконтинентальный водоем, в котором отлагались осадки красноцветной формации. Интенсивное воздымание окружающих его горных массивов обусловили формирование высокого и расчлененного рельефа. Об этом свидетельствуют обилие грубообломочного материала (конгломераты, валуны) в осадках красноцветной толщи, их фациальный тип, указывающий на значительную разницу в относительных высотах областей сноса и осадконакопления. Горные массивы подвергались интенсивному размытию. Значительная скорость накопления осадков очевидно существенно влияла на биологические условия водоема: в отложениях красноцветной формации остатки макро- и микрофауны отсутствуют, нет в них также спор и пыльцы. Таким образом, непосредственных критериев для суждения о климатических условиях позднего олигодена – раннего миоцена не имеется, однако совокупность косвенных признаков позволяет судить об этом достаточно определенно. Характер отложений свидетель-

стует о противоречивости этих признаков, т.е. накопление осадков происходило как-бы в условиях взаимоисключающих процессов. Высокая карбонатность пород, пропластки сингенетического гипса, палыгорскит свидетельствуют о сухом и жарком климате времени образования красноцветной формации. С другой стороны, мощные пласты грубообломочного материала, гидроокислы железа в качестве пигментирующего вещества указывают на интенсивное химическое и механическое выветривание в условиях жаркого и влажного климата. Анализ фактического материала приводит к выводу, что наличие в отложениях красноцветной формации указанных противоречивых признаков было обусловлено вертикальной климатической зональностью, которая устанавливается в позднем олигоцене – раннем миоцене в результате контрастно выраженных тектонических движений. В области седиментации господствовал сухой и жаркий климат: осаждались карбонаты, гипсы, существовали условия для образования палыгорскита. В предгорных же областях климат был жаркий, но значительно более влажный (семигумидный). Здесь довольно активно развиваются красноцветы, породы подвергаются интенсивной химической и механической дифференциации. Однако мощной коры выветривания не образуется – в силу расчлененности рельефа, а также в результате того, что периодически ливни смывали разнородный по составу выветрелый материал в область осадконакопления. Нужно добавить, что образование красноцветов и вынос продуктов выветривания происходили при весьма скудном растительном покрове (возможно и при отсутствии последнего).

Н. М. Страхов (1962) отмечает, что в аридных областях красноцветность всех типов пород всегда сочетается с карбонатностью, а иногда и с засолением, в гумидных же зонах такого рода ассоциации исключаются. По поводу присутствия значительного количества гидроокислов железа в отложениях аридных областей Н. М. Страхов пишет: "Её (имеется в виду окраска пород. – И. П.) появление здесь не случайно. Дело в том, что в составе осадочного материала, заносимого в аридные области из горизонтальных и вертикальных гумидных зон, всегда присутствуют окислы железа. Необходимое для их редукции органическое вещество, однако, находится в аридных зонах далеко не всегда в нужных количествах..., чтобы редуцировать железо и "погасить" красные цвета" (с. 7).

Таким образом, наметившаяся уже в среднем олигоцене постепенная аридизация климата в пределах Приараксинской зоны продолжает развиваться и в течение позднего олигодена – раннего миоцена; однако, в результате вертикальных тектонических движений, возникают своеобразные условия, обусловившие некоторые гумидные черты отложений этого возраста. Интересно отметить, что по мере ослабления влияния климатической зональности (пенепленизации суши) признаки, характерные для гумидного типа осадков, постепенно исчезают, влияние аридного климата соответственно возрастает. Так, в верхней части разреза красноцветной формации карбонатность пород возрастает, появляются пропластки гипса и ангидрита, целестин встречается значительно чаще, количество грубообломочного материала резко уменьшается, постепенно исчезает пигментирующее вещество (породы верхнего горизон-

та совершенно не окрашены), увеличивается количество палыгорскита.

Миоценовый вулканизм сравнительно интенсивно был выражен в Вайоцдзоре, частично в Еревано-Вединской зоне, а также в пределах Севано-Ширакского синклинория, на Цахкуняцком, Памбакском хребтах. Таким образом, существенных перемещений центров вулканической деятельности, начиная с олигоцена, не происходит. Можно отметить сравнительно незначительный масштаб миоценового вулканизма и заметное преобладание в продуктах извержения кислых пород. На Цахкуняцком хребте вулканогенные образования миоценового возраста представлены андезитами, андезито-дацитами, дацитами, а также туфами кислого состава. На Восточно-Севанском хребте распространены андезито-базальты, дациты, липариты и их туфы. В пределах Восточного Вайоцдзора вулканогенные образования миоценового возраста распространены сравнительно меньше; здесь они представлены липарито-дацитами, липаритами, туфами. Между средним миоценом и плиоценом намечается некоторое затишье вулканической деятельности. В целом же на протяжении всего неогена осадкообразование непрерывно сопровождалось подводным или наземным вулканизмом.

Таковы условия образования глин верхнемолассовой и красноцветной формаций. Основными глинистыми минералами в них являются монтмориллонит, Fe-хлорит, гидрослюда 2M<sub>1</sub> и 1M. По генезису они схожи с глинистыми минералами шпировой формации. Своеобразие минерального состава глин этих формаций определяют минералы-примеси, которые представлены разбухающим хлоритом, смешанослойным хлорит-монтмориллонитом, каолинитом и палыгорскитом. Последний встречается только в кровле красноцветной формации, а в Севано-Ширакской зоне вообще отсутствует. Палыгорскит является аутигенным минералом, образовавшимся в период осолонения Приереванского бассейна в конце раннего миоцена. Каолинит имеется в отложениях всех зон, но гораздо больше встречается в глинах верхнемолассовой формации Севано-Ширакского синклинория. Очевидно, в Ереванский бассейн он транспортировался с соседних гумидных областей: мало вероятным кажется образование его совместно с карбонатами, гипсом и палыгорскитом в аридном щелочном бассейне. Повышенное содержание каолинита в глинах Севано-Ширакской зоны можно объяснить тем, что он образуется здесь и в самом бассейне (в угленосных отложениях) и заносится сюда как продукт размыва кислых болотных реголитов.

Из примесей наибольшее распространение имеют разбухающий хлорит и смешанослойный хлорит-монтмориллонит. Они встречаются только в глинах красноцветной формации (Октемберянского и Ереванского прогибов). Эти минералы отчетливо тяготеют к площадям наименьшего распространения тонкого пирокластического материала, где обычно доминирует монтмориллонит. Для сравнения приведем два разреза:

1) Егвардский

- а) Мало пепла
- б) Мало монтмориллонита
- в) Много смешанослойного хлорит-монтмориллонита и разбухающего хлорита

2) Аванский

- а) Много пепла
- б) Много монтмориллонита
- в) Мало смешанослойного хлорит-монтмориллонита и разбухающего хлорита

г) Отчетливо наблюдается стадийное изменение хлорита

г) Стадийность изменения хлорита сильно завуалирована

Выявляется следующий ряд трансформации хлорита: Fe - хлорит → смешанослойный монтмориллонит - хлорит → подвижный хлорит → смешанослойный хлорит - монтмориллонит → монтмориллонит. Этот ряд чаще всего обнаруживается в серии образцов, последовательно отобранных по простиранию и разрезу красноцветной формации; иногда он фиксируется и на рентгенограммах нескольких образцов (диагностируются почти все фазы). Таким образом, можно указать по крайней мере на три продукта стадийного преобразования хлорита, встречающихся в разрезах, обедненных пирокластическим материалом. В разрезах с значительным количеством тонкой пирокластике также имеет место преобразование хлорита, однако вследствие того, что здесь много монтмориллонита, стадийность обнаруживается недостаточно отчетливо. Трудно сказать определенно - где и когда начинается преобразование хлорита: в процессе ли выветривания, в диагенезе или катагенезе. И. И. Гинзбург указывает (1963), что при выветривании эффузивных пород основного состава формируется хлорит-гидрохлоритовый и гидрохлорит-монтмориллонитовый профиль (снизу вверх). Убедительные примеры аутигенного преобразования биотита и монтмориллонита в хлорит через промежуточные смешанослойные фазы описаны А. Г. Коссовской (1964, 1975) и С. Уивером (1954, 1956). Очевидно, вариант с биотитом в нашем случае отпадает, поскольку этого минерала очень мало в породах и, кроме того, он обычно не подвергнут изменению. Вероятно, в образовании хлорита и промежуточных фаз определенную роль играли и гипергенные и постседиментационные процессы. Выше говорилось о наличии в глинах двух типов хлорита - аутигенного, развивающегося по крупным пирокластам и пепловому цементу в песчаниках, и аллотигенного, образующегося за счет стекловатой основы обломков эффузивных пород. Можно думать, что "расшатывание" структуры хлорита последнего типа имело место уже в зоне гипергенеза. Это предположение основано на следующих данных: 1) разбухающий хлорит и смешанослойный хлорит-монтмориллонит отсутствуют в других формациях, образовавшихся в условиях аридного климата и без участия эффузивных пород как основных источников сноса; 2) наличие их в качестве существенных примесей лишь в глинах красноцветной формации, образование которой связано с продуктами интенсивной химической дифференциации эффузивных пород в условиях гумидного климата; 3) постепенное уменьшение этих минералов вверх по разрезу по мере ослабления влияния вертикальной климатической зональности. Сказанное не исключает, а скорее предполагает дальнейшее (диагенетическое) изменение хлорита, поскольку с "расшатанной" структурой легче осуществляются обменные реакции, обуславливающие появление подвижных слоев. Мало вероятным кажется образование указанных минералов за счет монтмориллонита, как это показано С. Уивером: в глинах с значительным содержанием монтмориллонита они не зафиксированы.

Условия образования глинистых пород терригенно-эвапоритовой (средний миоцен) и карбонатно-тер-

ригенной (верхний миоцен) формаций целесообразно рассмотреть совместно.

В среднем миоцене в Приараксинской зоне образуется ряд изолированных бассейнов, в которых хемогенная седиментация имела не менее важное значение, чем терригенная. Сходные условия возникают в Анатолии и на территории Ирана. В Приереванской зоне соленакопление происходило в довольно обширном бассейне, ограниченном на северо-востоке Севанским глубинным разломом, на юге и юго-востоке — зоной подводных поднятий. Здесь была лагуна и осаждались в основном ангидриты и глины. На существование подводного барьера, протягивающегося по линии Паракар—Тазагюх, указывает А. А. Габриелян (1959); об этом свидетельствуют резко сокращенные мощности отложений в разрезах пробуренных здесь скважин. Своеобразным "преддверием" солеродного бассейна был и район Джрвежского ущелья. В среднемиоценовом Приереванском прогибе лагуна была разграничена от остальной части солеродного бассейна, где накапливались в основном каменная соль и глинистые осадки. Она была промежуточным звеном, связывающим открытое море с собственно солеродным бассейном и через нее осуществлялось снабжение последнего новыми порциями легкорастворимых солей.

Как уже указывалось, терригенно-эвапоритовая формация имеет гетерогенное строение: нижняя часть ее сложена каменной солью и глиной, кровля — гипсом и глиной. Иначе говоря, в начале среднего миоцена осаждалась в основном каменная соль, а позже — гипс и ангидрит. Таким образом, последние осаждались не только одновременно с каменной солью, но и после ее образования. Очевидно, это уже было отголоском позднемиоценовой ингрессии, в результате которой море объединяет солеродные водоемы в единый бассейн морской седиментации, где накапливались отложения карбонатно-терригенной формации. Наличие в этих отложениях однообразной мактровой фауны, гастропод (*Melanopsis* и др.), пеллеципод (*Unio*, *Anadonta*) свидетельствует о значительном опреснении позднемиоценового Приереванского бассейна. Однако он был все еще значительно изолирован, что подтверждается наличием в составе мактр многочисленных эндемичных форм, а также пропластков гипса в разрезе карбонатно-терригенной формации.

В среднем миоцене устанавливается типичный аридный климат: региональная планация позднемиоценового рельефа приводит к исчезновению вертикальной климатической зональности. О сухом и жарком климате в среднем миоцене свидетельствуют многочисленные виды спор и пыльцы ксерофитовой флоры (*Salicornia*, *Compositae*, *Artemisia* sp., *Achillea* sp., *Lonicera* и др.), обнаруженные в отложениях этого возраста, мощные пласты каменной соли, гипса, ангидрита и, наконец, порообразующий палыгорский.

Ритмичное строение гипсоносной субформации (чередование пластов гипса, глины с гипсом и глины) вероятнее всего связано не с циклическими изменениями климата, а с периодическим опреснением бассейна в результате проникновения свежих порций морской воды, т.е. с колебательными движениями. Об этом свидетельствует, в частности, то обстоятельство, что одновременно с образованием ритмов

в солеродном бассейне осаждались галит и другие легкорастворимые соли. Кроме того, трудно допустить, что в течение только среднего миоцена климат подвергался столь частым и равномерным (во времени) изменениям, тем более, что в позднем миоцене он был таким же сухим и жарким, как и в период образования терригенно-эвапоритовой формации. О типичном аридном климате в позднем миоцене свидетельствуют такие виды ксерофитовой флоры, как *Solicornia*, *Aralia*, *Compositae*, *Artemisia* sp., *Anacardiaceae*, обнаруженные в глинах карбонатно-терригенной формации, а также наличие породообразующего палыгорскита и пропластков гипса. По данным Я. Б. Лейе (1960), спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о том, что климат в позднем миоцене, по сравнению с предыдущим этапом, становится даже более засушливым. Отсутствие галогенных отложений объясняется очевидно тем, что в этот период ингрессия моря достигает максимума.

В результате интенсивной денудации, продолжавшейся в течение всего позднего олигоцена - раннего миоцена, происходит значительная пенеппенизация суши. Рельеф был сравнительно сглаженным, слабо расчлененным, наиболее высокие отметки лишь незначительно возвышались над уровнем моря. Такие, относительно приподнятые, участки находились очевидно на значительном расстоянии от области осадконакопления, поскольку в бассейн заносился лишь глинистый материал.

Рельеф позднего миоценовой суши был таким же сглаженным и невысоким, т.е. начиная со среднего миоцена он не подвергался существенным изменениям. Об этом свидетельствует отсутствие конгломератов и других грубообломочных пород в разрезе миоцена, а также проникновение отдельных заливов сарматского моря до водоразделов Восточно-Армянской геоантиклинали. По данным А. А. Габриеляна и Н. В. Думитрашко (1962), нижнеплиоценовые вулканогенные образования, залегающие на сарматской суше и слагающие многие водораздельные хребты Советской Армении и сопредельных районов Закавказья, имеют почти одинаковые отметки, и если построить профиль по подошве этого вулканогенного покрова, то последний будет иметь слабо-волнистую поверхность.

Породы терригенно-эвапоритовой формации, по сравнению с другими отложениями орогенного этапа, содержат значительно меньше тяжелых обломочных минералов. Иногда выход тяжелой фракции резко возрастает, но за счет аутигенных минералов - пирита и целестина. Нередко в препарате аллотигенные минералы представлены несколькими зернами, в целом же по составу они не отличаются от пород красной формации. Можно считать, что петрографические провинции в период образования обеих формаций не менялись. Ослабление вулканизма и процессов выветривания и сноса, интенсивное хемогенное минералообразование обусловили своеобразие состава неглинистых минералов терригенно-эвапоритовой формации. В породах карбонатно-терригенной формации резко возрастает значение авгита, пикотита, глаукофана, эпидота и цоизита. Это объясняется тем, что в результате ингрессии моря обломочный материал поступал в позднего миоценовый бассейн непосредственно с водораздельных хребтов, сложенных интрузивными и эффузивными породами; в среднем же миоцене источником

сноса были ближайшие выветрелые образования (почвы и др.), обедненные тяжелыми минералами. Неглинистые аутигенные минералы в породах гипсоносной субформации и карбонатно-терригенной формации представлены целестином, ангидритом, гипсом, доломитом, пиритом, баритом, гидроокислами железа; в соленосной субформации встречаются также галит и сильвин. Аутигенные и аллотигенные минералы, текстурные признаки пород указывают на весьма низкий уровень постседиментационного изменения глин терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций.

В глинах гипсоносной субформации основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, палыгорскит; содержание их примерно одинаковое. По составу и соотношению глинистых минералов эти глины весьма близки к глинам карбонатно-терригенной формации, но заметно отличаются от глин соленосной субформации. Палыгорскит здесь встречается в виде второстепенной примеси, тогда как в первых двух формациях он является одним из порообразующих минералов. Кроме того, роль гидрослюда в них значительно возрастает, причем, в отличие от глин других орогенных формаций, здесь  $1M > 2M$ <sup>1</sup>. Указанные различия объясняются палеогеографическими и (в большей степени) фашиально-геохимическими условиями седиментации.

Распределение п а л ы г о р с к и т а в отложениях гипсоносной и соленосной субформаций и карбонатно-терригенной формации позволяет утверждать, что синтез этого минерала в больших масштабах совпал по времени с осаждением гипса, а не галита, т.е. соответствовал периоду сравнительно слабого осолонения бассейна. Отчетливая приуроченность палыгорскита к определенному этапу галогенеза указывает на то, что образование его непосредственно связано с химизмом вод солеродного бассейна, балансом катионов и, в первую очередь, с поведением в воде магния и соотношением его с другими галогенными элементами. Напомним, что Приереванский солеродный бассейн относился к типу континентальных водоемов (участие в осадочном процессе значительного количества терригенного вещества, отсутствие солей, характерных для морского галогенеза и т.д.), хотя, несомненно, связь его с морем периодически возобновлялась. Надо полагать, что характерный для таких водоемов дефицит магния восстанавливался именно в эти периоды. После проникновения в бассейн новых порций воды (соответственно и магния) связь с морем вновь прекращалась и осолонение бассейна возобновлялось; терригенное же и пирокластическое вещество поступало в бассейн непрерывно. Именно на этой стадии и возникают наиболее благоприятные условия для синтеза палыгорскита, когда: а) химический состав вод бассейна максимально приближается к составу морской воды, т.е. восстанавливается устойчивое соотношение между  $Mg$ ;  $Ca$ ;  $K$ ;  $Na$ , б) минерализация воды в бассейне достигает уровня осаждения гипса, в) обеспечивается привнос терригенного и пирокластического вещества. Роль последних, помимо прочего, сводилась к тому, что они поставляли в бассейн растворенный  $SiO_2$ , особенно много растворенного кремнезема поставлялось пирокластическим материалом в процессе его преобразования в м о н т м о р и л л о н и т. Вообще парагенезис палыгорскит-монтмориллонит, весьма характерный (чуть ли не постоян-

ный) для терригенно-эвапоритовых формаций (Страхов, 1962; Милло, 1965), безусловно, явление не случайное. Галогенез, монтмориллонитовый и палыгорскитовый аутигенез – суть разные аспекты единого хемогенно-седиментационного процесса, который проявляется тем отчетливее, чем теснее сопряжен с вулканизмом (привнесом в бассейн пирокластического материала). Итак, в щелочном солеродном бассейне, насыщенном активными кремнеземом и магнием, возникают благоприятные условия для образования в больших масштабах магнезиальных силикатов. Естественно, что по мере фиксации последних запас подвижного магния в растворе постепенно уменьшался. Нужно учесть, что магний необходим и монтмориллониту, который генерируется почти одновременно с палыгорскитом (или несколько раньше, что в данном случае не имеет значения, поскольку оба минерала заимствуют магний из одного источника). В процессе синтеза и осаждения палыгорскита и монтмориллонита избыток магния постепенно ликвидируется; примерно к этому времени фиксируется и избыток кальция – в виде кальцита и гипса. В результате химизм наддонной воды существенно изменяется, в частности, иным становится соотношение в ней щелочей и щелочных земель. Дальнейший ход седиментации протекает уже при активном участии катионов натрия и калия. Поскольку галогенез продолжается непрерывно, наступает момент критической концентрации натрия, что приводит к массовому осаждению галита. Не прекращается и поступление в солеродный бассейн терригенного и пирокластического вещества. Однако к этому моменту магния хватает только на генерацию монтмориллонита, поэтому вместе с последним синтезируется не палыгорскит, а гидрослюда 1М (напомним, что в отличие от других орогенных формаций, в глинах солеродной субформации содержание гидрослюда 1М значительно больше 2М<sub>1</sub>). Думается, что именно поэтому для гипсоносной субформации характерен парагенезис палыгорскит-монтмориллонит, а для соленосной – монтмориллонит – гидрослюда 1М (палыгорскит присутствует здесь в качестве второстепенной примеси). Этим же можно объяснить и большое сходство минерального состава глин гипсоносной субформации и карбонатно-терригенной формации, хотя они и образовались в различных условиях (первая – в солеродном бассейне, вторая – в морском). Дело в том, что в позднем миоцене существенных изменений в палеогеографии (в климате, рельефе, вулканизме) не происходит. В начале ингрессии сарматского моря весьма сходными с периодом образования гипсоносной субформации были и условия седиментации. Море ингридирует в солеродный бассейн и в узкие, относительно изолированные, заливы. В результате дефицит магния и кальция восстанавливается, садка галита прекращается, вновь осаждаются гипс, синтезируются палыгорскит и монтмориллонит. Иначе говоря, повторяются описанные выше процессы, характерные для раннего этапа среднемиоценового цикла осадконакопления. После регрессии моря в сарматское время морская и субаквальная седиментация на территории Армянской ССР прекращаются.

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ  
ВНУТРЕННИХ ЗОН ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ НА ПРИМЕРЕ  
ИССЛЕДОВАННОГО РЕГИОНА

Эпохи глинообразования

Эпохи глинообразования – характерные геологические события для определенных этапов тектонической эволюции региона; это периоды наиболее устойчивого и интенсивного образования глинистого вещества, в значительной мере определяющего состав последовательного ряда формаций.

В истории геологического развития региона намечаются эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного глинообразования (рис. 57). На вертикальной оси графика указаны процентные содержания глинистых пород от общего объема формаций (без учета собственно вулканогенных пород), на горизонтальной – отрезки времени, соответствующие крупным этапам тектонической эволюции региона – субплатформенному, раннегеосинклинальному, позднегеосинклинальному и орогенному. Эти отрезки разделены на более мелкие единицы времени, соответствующие седиментационным циклам и отражающие ситуацию внутри частных бассейнов. Как видно из рисунка, максимум кривой вулканогенно-осадочного глинообразования совпадает с позднегеосинклинальным этапом. Причем намечаются два пика: наибольший тяготеет к середине этапа, поменьше – к его концу. Данный тип глинообразования связан с преобразованием пирокластических или, в меньшем масштабе, эффузивных пород в бассейнах седиментации.

Эффузивные породы превращаются в глину только при участии в осадочном процессе гидротермальных растворов. Строго говоря, здесь имеет место наложенное гидротермальное глинообразование. Однако, учитывая, что растворы циркулировали в бассейнах вулканогенно-осадочного породообразования и гидротермальный процесс лишь незначительно был оторван от осадочного, данный тип глинообразования условно можно отнести к вулканогенно-осадочному. Гидротермальное глинообразование, связанное с вулканизмом позднегеосинклинального этапа, по характеру проявления было не одинаковым в мелу и палеогене. В меловое время гидротермальные процессы стимулировали формирование цеолитов, монтмориллонитов и других продуктов щелочного профиля; в палеогене же (т.е. ближе к орогенному этапу) развивались в основном

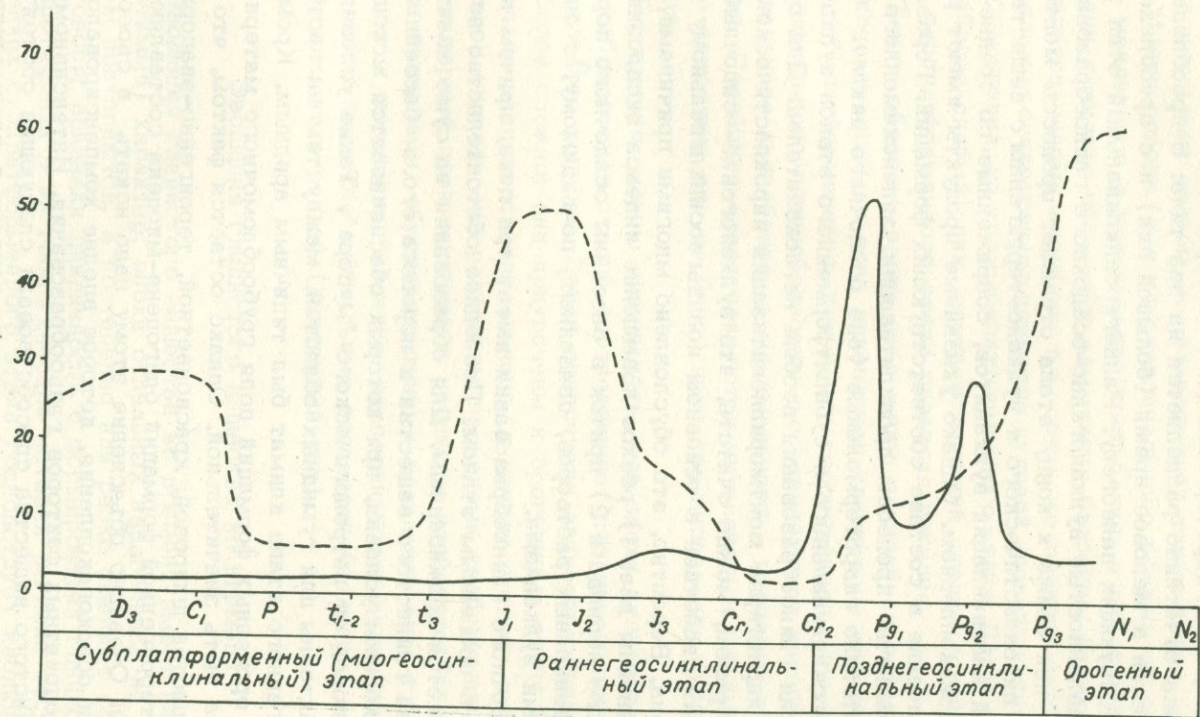


Рис. 57. Эпохи осадочного (---) и вулканогенно-осадочного (—) глинообразования.

продукты кислого выщелачивания (вторичные кварциты, каолиниты и т.п.). Разумеется, среди последних имеются периферийные фации, характерные для щелочного метасоматоза, однако они образуются в результате деятельности метаморфизованных, первично кислых, растворов. Обусловлена ли указанная специализация с тектоно-магматическими циклами, с составом первичной магмы или другими причинами — сказать трудно, но несомненно, что гидротермальное глинообразование позднегеосинклинального этапа отчетливо разделяется на два типа: с преобладанием щелочных процессов в меловое время (большой пик) и с преобладанием кислых, соответствующих палеогену. Раннегеосинклинальный этап характеризуется подавленностью вулканогенно-осадочного глинообразования. Слабый пологий пик ближе к концу этапа отражает процессы монтмориллонитизации пирокластического и вулканотерригенного вещества и гидротермальной каолинитизации вулканитов, сопряженные со средне-позднеюрским осадконакоплением. Однако указанные продукты имеют резко подчиненное значение в составе соответствующих формаций. Гораздо больше здесь развиты процессы пропилитизации, зеленокаменного изменения и собственно гидротермальные (вне осадочного цикла).

Для раннегеосинклинального и субплатформенного этапов вулканогенно-осадочный тип глинообразования вообще не показателен. Для орогенного же этапа характерна монтмориллонитизация пирокластической примеси. Таким образом, можно считать, что вулканогенно-осадочный тип глинообразования свойствен в основном позднегеосинклинальному этапу развития региона. Вероятно, это обусловлено многими причинами, среди которых очевидны две: 1) резкое повышение индекса эксплозивности вулканизма этого периода и 2) приток в бассейны осадочного породообразования ювенильных растворов, связанных, по-видимому, с определенными циклами вулканизма.

Кривая осадочного глинообразования имеет три пика, причем наивысший совпадает с орогенным этапом. Последнее обстоятельство на первый взгляд кажется неожиданным. Для образования на суше значительного количества глинистого вещества и переноса его в бассейн седиментации необходимы условия, при которых обеспечивается максимальное очищение пород от петрологического "мусора". Такие условия, как известно, характерны для гумидных областей, между тем на протяжении всего орогенного этапа климат был типичным аридным. Кроме того, в составе орогенных формаций доля грубообломочного материала по идее должна быть значительной. Однако остается фактом, что не менее 60% вещества шпировой, красноцветной, терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций олигоцен-миоцена составляют глинистые породы. Очевидно объяснение этому надо искать в своеобразии обстановки осадконакопления, которое вполне компенсировало отсутствие благоприятных факторов глинообразования. Интенсивному накоплению глинистого вещества способствовали следующие обстоятельства: 1) впервые за всю историю развития региона в рассматриваемый период возникают благоприятные условия для хемогенного глинообразования, синтеза глинистых минералов в больших масштабах; 2) в бассейны седиментации поступает значительное количество витрического пепла, который перерождается здесь в глинистое вещество и 3) в свя-

зи с общим поднятием региона глинистые породы в составе многих древних формаций вовлекаются в сферу размыва, вследствие чего в бассейны седиментации поступает уже готовый глинистый материал. Очевидно, определенную роль играли и локальные условия – отдаленность горных сооружений от области осадконакопления; вертикальная климатическая зональность и другие факторы.

Следующий по интенсивности пик совпадает в основном с раннегеосинклинальным этапом, но захватывает также конец субплатформенного. Иначе говоря, для геосинклинального режима он соответствует стадии медленного и устойчивого прогибания, а для субплатформенного – стадии поднятия области и замыкания бассейна. Пермскому и ранне-среднетриасовому времени, т.е. опять же периоду стабилизации области, также соответствует примерно нулевой уровень кривой осадочного глинообразования, но уже субплатформенного этапа. Далее намечается третий (наиболее слабый) пик, соответствующий стадии устойчивого прогибания субплатформенного этапа развития региона.

Таким образом, эпохи осадочного глинообразования чередуются с периодами минимального накопления глинистого вещества; причем как для субплатформенного, так и для геосинклинального режимов эпохи максимального глинообразования соответствуют инверсиям и стадиям длительного прогибания, а минимального – периодам стабилизации области. Последние характеризуются интенсивным накоплением карбонатного вещества, что особенно ярко проявилось для субплатформенного этапа.

Резюмируя, можно утверждать, что эпохи вулканогенно-осадочного глинообразования строго соответствуют позднегеосинклинальному этапу развития региона. Эпохи осадочного глинообразования распределяются более сложно: они приурочены к орогенному этапу (наибольший пик), к началу раннегеосинклинального, к началу и концу субплатформенного. Во всех случаях они разделены периодами стабилизации области, когда на первый план выступают процессы карбонатообразования. Основными причинами, обуславливающими появление эпох глинообразования, являются: повышение индекса эксплозивности вулканизма, участие в осадочном процессе ювенильных растворов (вулканогенно-осадочный тип), климат и рельеф (осадочный тип).

#### Эволюция глинистого вещества во времени

Эволюция глинистого вещества во времени имеет направленный (необратимый) характер: эпохи отдельных парагенезов не прерываются и затем повторяются, а постепенно или резко сменяют одна другую. Иначе говоря, признаки цикличности в формировании глинистого вещества на протяжении всей геологической истории региона отсутствуют. В отложениях субплатформенного этапа господствует каолинит с примесью гидрослюд; в конце этапа доля последней существенно возрастает: гидрослюдисто-каолинитовая ассоциация сменяется каолинит-гидрослюдистой. Вплоть до келловоя включительно, т.е. близко к концу раннегеосинклинального этапа, каолинит-гидрослюдистая ассоциация в целом

сохраняется, новой появляется (в келловее) хлоритовый компонент. В конце же этого этапа (оксфорд-неоком) наступает господство монтмориллонитовой ассоциации; господство это в последующем усиливается и становится особенно ощутимым в течение всего позднегеосинклинального этапа и в начале орогенного. За это время каолинит почти полностью исчезает, роль гидрослюды заметно уменьшается, а хлорита соответственно возрастает. Наиболее же характерным является появление в отложениях этого времени смешанослойных фаз типа Г-М, значение которых возрастает в конце позднегеосинклинального этапа, особенно в глинах датско-палеоценового цикла.

Впервые седиментационный палыгорскит появляется в отложениях орогенного этапа, вначале как примесь в монтмориллонитовых глинах, а затем и в качестве породообразующего минерала. Характерным для отложений начальной стадии орогенного этапа является наличие в них смешанослойных фаз типа Х-М.

Из рисунка 58 видно, что все глинистые минералы (за исключением гидрослюды) распределяются во времени нециклично. Пики разных минералов приурочены к различным эпохам. До периодов максимального развития они либо отсутствуют (монтмориллонит, хлорит, Г-М, Х-М, палыгорскит), либо постепенно исчезают (каолинит). Что касается гидрослюды, то циклический характер его распределения является кажущимся: в оксфорде-кимеридже и в позднем сантоне и сеноне осадочное глинообразование было почти полностью подавлено вулканогенно-осадочными процессами, выразившимися в монтмориллонитизации и, отчасти, хлоритизации эндогенного вещества.

Направленность эволюции глинистого вещества во времени можно интерпретировать в широком и узком смысле. В широком понимании она является следствием необратимости региональных геологических процессов, в частности, процессов формирования земной коры; в узком - отражает своеобразие условий образования осадочных и вулканогенно-осадочных формаций рассматриваемого региона. Свообразие это выразилось прежде всего в последовательной смене субплатформенного режима геосинклинальным, гумидного климата аридным, а также в особенностях сочетания в разное время вулканических процессов с осадочными. На субплатформенном этапе развития климат почти все время был гумидным или тропическим, рельеф невысоким и сглаженным, вулканизм отсутствовал. Все это обусловило интенсивное химическое выветривание на суше и накопление в бассейнах в основном каолинита и в меньшей степени гидрослюды. Доля последней в осадках существенно возрастает в связи с аридизацией климата в конце субплатформенного этапа в триасе и особенностями аутигенного минералообразования. На первых порах в геосинклинальные прогибы терригенный материал поступает в основном с консолидированной платформы; поэтому глины базальных формаций геосинклинального ряда весьма сходны по составу с субплатформенными. Наследованность вещества глин наиболее отчетливо проявляется в периоды затишья вулканизма и устойчивости климата на протяжении нескольких седиментационных этапов. В келловее в ощутимых масштабах размыву подвергаются и местные источники сноса (преимущественно вулканогенные породы), одновре-

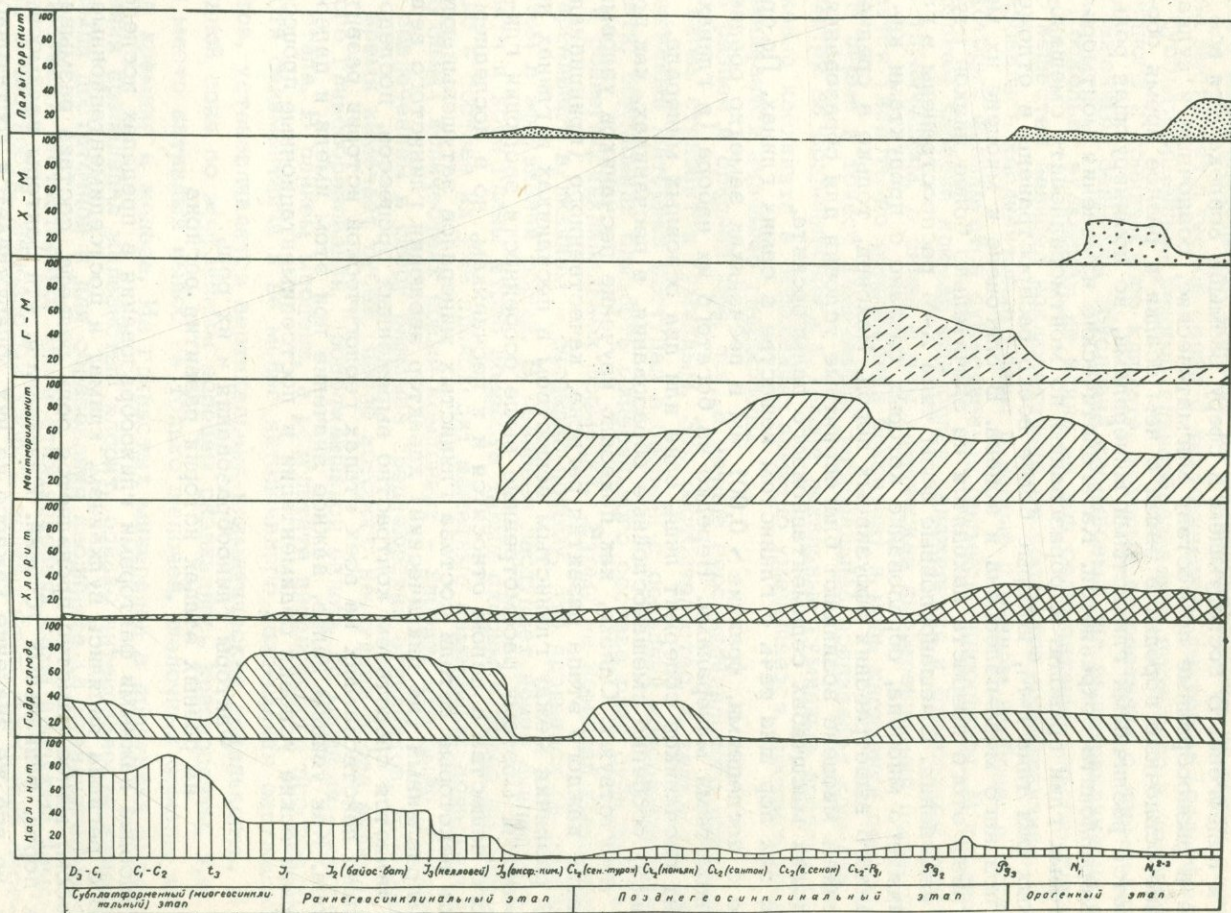


Рис. 58. Схема распределения глинистых минералов во времени.

менно гумидный климат сменяется аридным. В результате в глинах появляется новый важный компонент — хлорит. В оксфорде-кимеридже эксплозивный вулканизм заметно усиливается, каолинит почти исчезает и наступает эпоха монтмориллонита, которая достигает апогея в позднем мелу и палеогене. В последующем в сферу размыва вовлекаются все новые и разнообразные по составу магматические, осадочные и вулканогенно-осадочные породы, в связи с чем осадки в разное время обогащаются различными глинистыми минералами, но доминирующая роль монтмориллонита сохраняется. Катагенетические изменения монтмориллонитовых глин приводят к образованию по монтмориллониту смешанослойных фаз типа Г-М, которые более всего распространены в отложениях позднего мела-палеоцена и эоцена. В олигоцене и миоцене их меньше: глины этого возраста находятся на значительно более низкой ступени изменения. Смешанослойные фазы типа Х-М распространены в глинах нижнего миоцена, образование которых связано с продуктами интенсивного выветривания эффузивных пород. Наконец, только в среднем и позднем миоцене возникают благоприятные условия для образования в больших масштабах седиментационного палыгорскита.

До сих пор шла речь о глинистом веществе в самих глинах. По сравнению с последними, фракция  $> 0,001$  мм в песчаниках заметно обеднена глинистыми минералами. Нередко из богатого их набора (в глинах) цемент песчаников содержит лишь один или два основных минерала. Примеси, особенно смешанослойные образования, в песчаниках, как правило, отсутствуют. Однако, как показало изучение песчаников узловых формаций каждого этапа развития региона, качественного (принципиального) различия между глинистым веществом в песчаниках и глинах не замечается. Поэтому рассмотренные выше особенности эволюции глинистого вещества в целом относятся и к песчаникам, но в последнем случае некоторые детали состава глинистых минералов затушевываются.

Направленный (не циклический) характер эволюции глинистого вещества является следствием контрастно выраженных процессов, последовательно действовавших на всех этапах геологической истории развития региона. Как увидим далее, важное значение при этом имели и палеогеографические условия седиментации и постседиментационные процессы.

#### Факторы глинообразования и их роль на разных этапах истории развития региона

Наиболее важными факторами глинообразования в пределах исследованного региона являлись вулканизм, климат и постседиментационные процессы; менее заметно проявляется роль рельефа, состава размываемых пород, фациальных условий. Разумеется, эти факторы взаимосвязаны, но все же значение каждого из них обнаруживается достаточно отчетливо. Как и для литогенеза в целом (Страхов, 1960, 1962), климат и вулканизм в процессах глинообразования проявляются как факторы антагонистические, точнее конкурирующие: при интенсивном вулканизме наблюдается минимальное воздействие климата на глинообразование, в периоды затишья или отсутствия вулканизма значение его резко

возрастает. В этом смысле можно говорить о климатогенных и аклиматогенных глинах, характерных для определенных эпох глинообразования в пределах рассматриваемого региона.

К л и м а т на протяжении субплатформенного этапа и в конце орогенного имел наибольшее влияние на глинообразование. В обоих случаях он выступает в тесной связи с тектоническим фактором (рельефом). При субплатформенном режиме глинообразование протекало в условиях гумидного и тропического климата, который в сочетании с невысоким и сглаженным рельефом обусловил каолиновый тип выветривания на суше. Поскольку вулканизм не влиял на ход седиментации, состав глинистого вещества зависел исключительно от продуктов выветривания. Так образовались каолиновые глины в девоне и раннем карбоне, в составе которых фиксируется существенная примесь гидрослюды. В среднем и позднем карбоне климат еще более увлажняется и становится типичным тропическим, в связи с чем химическая дифференциация пород усиливается (вплоть до образования бокситов) и роль каолинита возрастает. В перми и триасе намечается региональная аридизация климата. Несмотря на сохранившиеся в триасе локальные гумидные ареалы, содержание каолинита в отложениях заметно уменьшается, соответственно увеличивается значение гидрослюды.

В ранней и средней юре, т.е. в начале геосинклинального этапа, климат вновь становится гумидным. Это обстоятельство, а также то, что терригенный материал поступал в бассейн с соседней консолидированной области, обусловили близость минерального состава глин субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций. Этому не помешал среднеюрский ареальный вулканизм — очевидно потому, что проявился он главным образом в эффузивной форме. В келловее наступает новая аридизация климата и хотя глины этого возраста также сходны с более древними, однако в составе их уже происходят заметные изменения: появляется в ощутимых количествах новый компонент — хлорит, что было обусловлено вовлечением в сферу размыва среднеюрских вулканитов. Келловейское время намечает рубеж, после которого наступает эпоха аклиматогенного глинообразования, продолжавшаяся вплоть до миоцена — орогенного этапа. В раннем миоцене, в результате интенсивного прогибания области седиментации и не менее интенсивного воздымания окружающих хребтов, устанавливается вертикальная климатическая зональность. В гумидной зоне по эффузивным породам развивались красноцветы, т.е. имел место активный вынос не только щелочей, щелочных земель, но также кремния и железа. Из глинистых минералов в продуктах выветривания преобладал железистый хлорит, однако интенсивность изменения была достаточной и для образования каолинита (в незначительных количествах). Естественно, что в этих условиях сами продукты изменения, в частности, железистый хлорит, подвергались частичной деструкции. Разнородный по составу выветрелый материал накапливался в аридной зоне, почему глины красноцветной формации сочетают в себе признаки и гумидности (каолинит), и аридности (пальгорскит). В аридном бассейне деструктивный хлорит фиксируется в осадках главным образом в виде смешанослойных фаз типа X-M. Таковы основные признаки влияния вертикальной климатической зональности на глинообразо-

вание в раннем миоцене. В результате регионального выравнивания рельефа средне-позднемиоценовой суши вертикальная климатическая зональность исчезает и седиментация протекает в условиях типичного аридного климата. Нам кажется, что средне- и верхнемиоценовые палыгорскит-монтмориллонитовые глины также следует отнести к типу климатогенных, но к особому - седиментационному. Их целесообразно выделить потому, что в отличие от прочих климатогенных глин, которые связаны с процессами выветривания на суше, они образуются в бассейнах седиментации. При этом в среднем миоцене формирование седиментационных климатогенных глин сопряжено с галогенезом в соленом бассейне, а в позднем - с морским осадконакоплением.

**В у л к а н и з м.** Как было отмечено, эпоха климатогенного глинообразования наступает в оксфорде-кимеридже и продолжается до раннего миоцена. Формирование аклиматогенных глин обусловлено вулканическими процессами, которые существенно искажают "нормальные" парагенезы осадочных глинистых минералов и вытесняют их на роль второстепенных примесей. Кроме того, в вулканогенно-осадочных формациях нередко образуются и самостоятельные парагенезы, не связанные с осадочным процессом.

Можно указать по крайней мере на следующие формы влияния вулканизма на глинообразование: 1) изменение пепла в бассейнах седиментации; 2) преобразование вулканогенных пород при участии в осадочном процессе гидротермальных растворов; 3) воздействие секущих тел на литифицированные глины; 4) вовлечение в сферу размыва синхронных осадконакоплению вулканитов.

Тонкий витрический пепел в бассейнах седиментации преобразовывается в монтмориллонит; по грубой пирокластике, особенно обломкам эффузивных пород среднего-основного состава, предпочтительно развивается железистый хлорит. Бентонитовые глины образуются при значительном скоплении тонкого витрического пепла, преимущественно кислого состава. Процесс монтмориллонитизации без ювенильного подтока протекает слабо, что объясняется незначительным градиентом диффузии, отсутствием дополнительного притока в систему Н-ионов, затруднительным выносом продуктов гидролиза за пределы реакции. Очень часто разные участки одного и того же пласта характеризуются различной полнотой изменения исходного вещества, за счет которого в этих условиях предпочтительно образуется клиноптилолит. Примером являются бентонитовые глины Ноемберянского месторождения. Если имеется гидротермальный подток, причем растворы близки к нейтральным и гидрокарбонатные, процесс значительно интенсифицируется, резко возрастает градиент диффузии, монтмориллонитизации подвергаются и эффузивные породы, громадные объемы вулканитов нацело превращаются в глину. К этому типу относятся бентонитовые глины известного Саригюхского месторождения. В первом случае обычно развивается Na- и Са-монтмориллониты, во втором - Са-монтмориллонит.

В случае, если растворы кислые и сульфатные, вулканогенные породы замещаются каолинитом, диккитом, гидрослюдой, пирофиллитом. Развиваются большие поля гидротермально измененных пород типа вторичных кварцитов. Примером могут служить каолиновые огнеупорные породы Туманянского месторождения.

В процессе гидротермального и диагенетического преобразования вулканитов в бентонитовые глины из силикатов выносятся кремний, щелочи, кальций, марганец, железо и привносится вода и магний. Много общего и в судьбе растворенного вещества: в обоих случаях в пределах горизонта бентонитовых глин (или над ним) кремнезем выпадает в виде агата, аметиста (гидротермальный процесс) и яшм (диагенез); щелочи и кальций частью фиксируются в поглощенном комплексе, но в основном служат строительным материалом для цеолитов. Железо и марганец сепарируются: первый выпадает раньше, уже в поле развития бентонитовых глин, второй фиксируется на более высоком стратиграфическом уровне. Общим является и то, что монтмориллонит в обоих случаях развивается лишь по стекловатой составляющей туфов, туфолав и порфиристов. Фенокристаллы (плагноклазы, оливин, пироксены) замещаются кальцитом, серицитом, хлоритом, цеолитом, селадонитом, иддингситом, халцедоном, кристобалитом, реже адуляром. Однако имеются и различия, которые обусловлены прежде всего интенсивной миграцией катионов в гидротермальном процессе. Они находятся в движении до тех пор, пока не возникают геохимические барьеры (изменение pH, Eh, концентрации). В результате наблюдается четко выраженная стратификация в распределении (фиксации) растворенного вещества. Вначале выпадают гидроокислы железа, затем кремнезем, марганец, далее щелочи и кальций в виде цеолитов и карбонатов. Специфичным для гидротермального процесса является также образование аметиста, пиролюзита, селадонита и кристобалита.

В условиях диагенеза дополнительный источник водородных ионов отсутствует, катионы (особенно  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ ) слабо выносятся из силикатов, а затем и за пределы реакции. "Закрытость" системы и низкий градиент диффузии способствуют накоплению продуктов гидролиза и повышению pH среды. Лишь на локальных участках возникают благоприятные условия для сравнительно интенсивного разложения туфов; на этих участках и распространены типичные бентонитовые глины. В подобных условиях отчетливой стратификации в распределении вещества не наблюдается. Кремнезем образует более или менее крупные линзы яшм (в пределах или над горизонтом глин), марганец фиксируется в масштабах, достаточных лишь для образования конкреций, цеолиты переслаиваются с глинами или пространственно замещаются ими.

Условия, благоприятные для образования бентонитовых глин, возникают сравнительно редко; обычно пирокластический материал заносится в бассейн не в столь больших масштабах. Но и в этом случае продукты его изменения существенно влияют на парагенезы глинистых минералов. В областях, непосредственно примыкающих к центрам извержения, заметно возрастает роль хлорита, в удаленных от них разрезах доминирует монтмориллонит. Это хорошо прослеживается на примере эоценовых и олигоценовых отложений Вайоцдзора и Приереванского прогиба. В направлении с востока (Вайоцдзора, где были расположены центры вулканизма) на запад-северо-запад монтмориллонит-хлоритовые глины сменяются хлорит-монтмориллонитовыми и монтмориллонитовыми. Такую же эволюцию претерпевает и глинистое вещество в песчаниках. Очевидно это обусловлено тем, что хлорит образуется в основ-

ном по крупным пирокластам (пироксенам, связующей массе обломков пород), а монтмориллонит – по тонкому витрическому пеплу; этим же можно объяснить обогащенность грубых осадков хлоритом и глинистых – монтмориллонитом.

Существенно иные парагенезы глинистых минералов образуются в областях разгрузки кислых гидротерм. В зоне циркуляции растворов с доминирующим сульфат-ионом в вулканогенно-осадочных сериях формируется ассоциация с каолинитом, диккитом, алунитом и кварцем. По мере движения к приповерхностной зоне кислые гидротермы постепенно метаморфизуются; вначале возникают близкие к нейтральным растворы, а в удалении от очагов – щелочные гидрокарбонатные. С деятельностью первых связано образование серицит-пирофиллитовой ассоциации с примесью каолинита и хлорита. В результате воздействия на породы щелочных гидрокарбонатных растворов формируются внешние фации, в которых доминируют монтмориллонит и смешанослойный пирофиллит-монтмориллонит; в качестве примесей присутствуют пирофиллит, серицит, хлорит, реже каолинит и диккит.

В Сомхето-Кафанской зоне ниже-среднеюрские и, реже, келловейские отложения прорваны субвулканическими телами (главным образом дайками диабазового состава), которые оказывают локальное воздействие на вмещающие глины. Вдоль эндоконтактов некоторых даек циркулировали гидротермальные растворы, но в основном они были "сухие". В последнем варианте вокруг даек образуется ореол довольно сильно прогретых глин. Они (глины) чернеют, реже буреют и приобретают весьма плотную микрозернистую структуру, которую визуалью трудно отличить от структуры даечных пород. В то же время в них появляется мелкая трещиноватость. В случае, если с дайками связана гидротермальная деятельность, трещинки эти выполняются серицитом, кварцем и лимонитом; в самих глинах нередко появляется мелкая вкрапленность сульфидов. По глинистой основе довольно интенсивно развивается эпидот. В составе глин преобладает гидрослюда (мусковит)  $2M_1$ , иногда обнаруживается примесь каолинита и Fe-Mg-хлорита. В глинах отсутствуют индикаторы типичных роговиковых фаций (кроме эпидота). Надо полагать, что энергии небольших по размеру субвулканических тел хватило лишь на генерацию минералов начальной стадии формирования альбит-эпидотовой фации роговиков. Однако эти изменения оказались недостаточными для преобразования всех минералов структурного типа 2:1 в гидрослуду  $2M_1$ . Среди пород, подвергавшихся воздействию субвулканических тел, встречаются глины с реликтовой туфовой (фельзитовой) структурой. Породообразующий глинистый минерал в них также представлен гидрослудой  $2M_1$ . Нужно добавить, что каолинит в этих условиях не подвергается существенным изменениям.

В вулканогенно-осадочных формациях рассматриваемого региона глинистое вещество часто наращивается непосредственно за счет продуктов выветривания синхронного вулканизма. Обычно это эффузивные, лавово-пирокластические и пирокластические породы. В аридных областях наиболее распространенными продуктами выветривания этих пород являются монтмориллонит и железистый хлорит. При этом монтмориллонитом обогащаются преимущественно глинистые осадки, хлоритом –

песчаные и более грубые. При размыве пирокластических пород главным компонентом в осадках является монтмориллонит, в продуктах разрушения эффузивных пород доминирует хлорит. Иногда вулканотерригенный материал образует пласты и линзы мощностью до 5 м. В этих случаях формируются слабо литифицированные монтмориллонитовые глины, сходные с бентонитовыми. По сравнению с последними, в них значительно больше крупных обломков пород и стекла, которые не полностью замещаются монтмориллонитом; продукты их изменения представлены также хлоритом и (реже) смешанослойным Г-М.

В гумидных областях значение монтмориллонита резко уменьшается, широкое распространение получают подвижный (разбухающий) хлорит и смешанослойный Х-М, гораздо меньше встречается каолинит. Можно думать, что за исключением каолинита все прочие глинистые минералы, образовавшиеся по вулканотерригенному материалу (особенно смешанослойные), не являются аллотигенными в строгом понимании термина. Очевидно подобные малостабильные образования должны были испытать и влияние постседиментационных процессов. Вероятнее всего окончательное равновесие они обретают в среде диагенеза и раннего катагенеза и точнее будет отнести их к группе трансформированных минералов.

Седиментационные и постседиментационные процессы. Надо думать, что недавние дискуссии по поводу аллотигенности или аутигенности глинистых минералов стали достоянием истории. В настоящее время едва ли можно сомневаться в важности седиментационных и постседиментационных процессов в формировании глинистого вещества. Об этом достаточно убедительно свидетельствуют исследования последних лет. Сегодня уже важно выяснить — каковы масштабы и особенности глинистого аутигенеза в пределах различных типов геологических структур. Детальная разработка этого вопроса, несомненно, обогатит наши представления о глинистых минералах как геологических индикаторах, об их информативности в разных геологических ситуациях.

Исследования показали, что глинистый аутигенез не прекращается на протяжении всей истории развития рассматриваемого региона. Практически нет ни одной формации, при образовании которой не происходила бы аутигенная генерация глинистых минералов. На примере территории Армянской ССР становится ясным, что в пределах внутренних зон геосинклиналей аутигенное минералообразование по значению не уступает терригенному, хотя на различных этапах развития региона характер и масштабы глинистого аутигенеза были разными. Подробнее о механизме и условиях образования аутигенных глинистых минералов отмечалось выше; здесь подчеркнем лишь наиболее общие закономерности, характерные для рассматриваемого региона.

В формациях субплатформенного и раннегеосинклинального этапа глинистый аутигенез обусловлен прогрессивным погружением осадков в область повышенных температур и давлений и последующим региональным метаморфизмом. Исходное глинистое вещество во всех указанных формациях состоит в основном из двух компонентов — каолинита и гидрослюда. В зоне катагенеза и метагенеза (рис. 59) каоли-

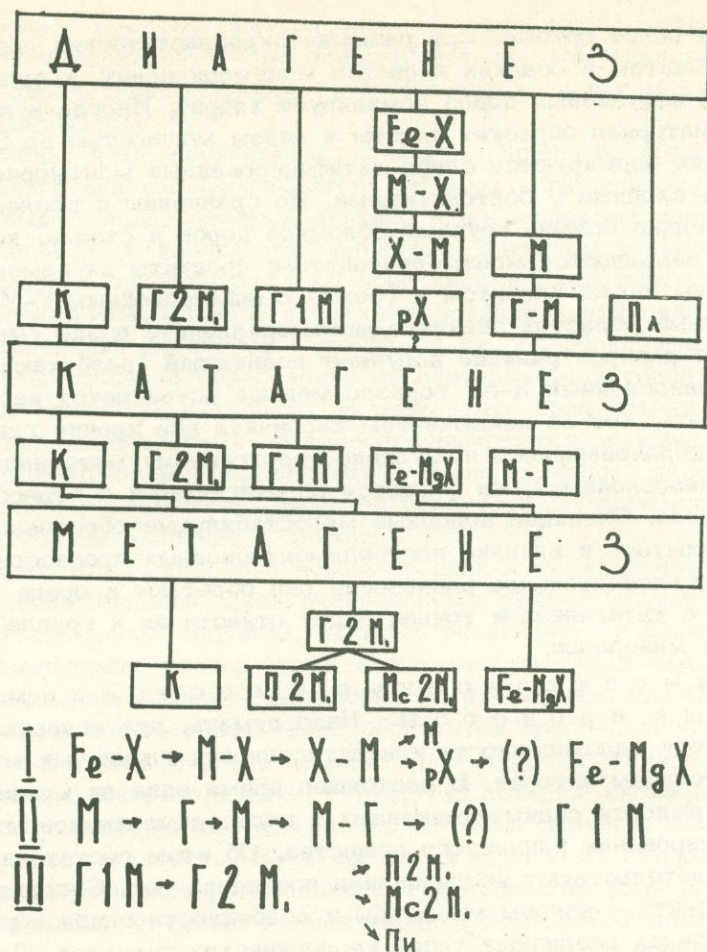
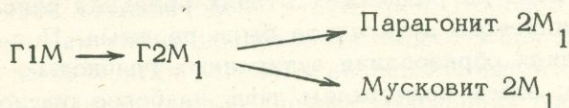
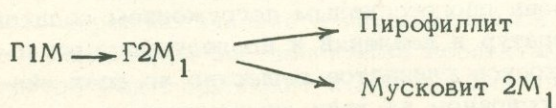


Рис. 59. Постседиментационные превращения и ряды трансформации глинистых минералов.

нит с несовершенной структурой (псевдомоноклинный) сохраняется, в метагенезе появляются парагонит и (вблизи глубинных разломов) пиррофиллит. Хотя в этих условиях реакции 2 каолинит + альбит парагонит и каолинит + 2 кварц пиррофиллит + H<sub>2</sub>O в принципе возможны, однако наиболее реальными, по мнению автора, являются следующие ряды трансформации:



и (для приразломных зон):



Если указанный ряд преобразования вплоть до мусковита может быть реализован без существенного привноса катионов, то генерация парагонита предполагает массовое вытеснение калия ионами натрия. Едва ли эта реакция может протекать без участия воды. В данном случае речь может идти только о погребенных (реликтовых или просачивающихся на глубину метеорных) водах, но не эндогенных, поскольку на этапе субплатформенного развития региона вулканизма и магматизма не было. Остается допустить (исходя из зонального распределения подземных вод), что парагонитизация гидрослюдов осуществляется минерализованными хлоридными водами. Сведений об изменении в подземных водах соотношения натрия и калия с глубиной очень мало. Весьма интересны в этом отношении данные О. В. Шишкиной (1959) по химическому составу иловых вод Черного моря, согласно которым в растворах, отжатых из осадков, содержание и калия, и натрия с глубиной уменьшается. Однако калий на глубине около 8 м уже исчезает, тогда как натрий остается доминирующим компонентом в растворе (его вдвое больше, чем кальция и магния вместе взятых). При прочих равных условиях эта тенденция сохраняется, очевидно, и на больших глубинах. Таким образом, дефицит калия и наличие натрия в растворах зоны катагенеза – метагенеза представляется наиболее вероятной ситуацией. Если же учесть активные потенциалы натрия и калия, т.е. относительную их способность к образованию химических связей ( $Na - 1,61$  эв;  $K - 0,85$  эв), то станет очевидным, что замещение в слодах калия на натрий в областях застойных вод может произойти довольно легко. Не исключено, что парагонитизация гидрослюдов в зоне метагенеза является одним из характерных постседиментационных процессов. Парагонит из угленосных отложений Донбасса, претерпевших изменения типа метагенеза, описан Г. В. Карповой (1972), отметившей, что он, очевидно гораздо более распространенный минерал в зоне метагенеза, чем это предполагалось до сих пор. Сказанное не исключает, что парагонит мог возникнуть и совместно с пиррофиллитом в результате ортогенеза, т.е. суммарного воздействия регионального метаморфизма и метаморфизма погружения в последующий этап геосинклинального развития области. Причем пиррофиллит образуется вблизи участков развития глубинных разломов – там, где породы испытывали наибольшее воздействие теплового потока.

Отложения позднегеосинклинальных формаций находятся на более низкой ступени изменения. Сравнительно глубже изменены породы кремнисто-вулканогенной и флишевых формаций, однако и они не достигают стадии метагенеза. В связи с этим, а также с усилением эксплозивного вулканизма, существенно меняются характер и масштабы глинистого аутигенеза. Дать точную количественную оценку масштабам аутигенного минералообразования не представляется возможным, однако с уверенностью можно сказать, что для рассматриваемого этапа они были более значительными, чем для субплатформенного и раннегеосинклинального.

Аутигенные глинистые минералы в формациях позднегеосинклинального этапа образуются (в подавляющем большинстве случаев) за счет пирокластического материала – эксплозивных продуктов наземного и подводного вулканизма.

По мнению автора, монтмориллонит в основном образуется не путем синтеза из растворенных компонентов стекла, а в результате его гидролиза, сопровождающегося ограниченным обменом со средой и перестройкой остаточных компонентов. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что в бентонитовых глинах реликтовые структуры туфов обычно сохраняются. Тонкий витрический пепел как химическое соединение не стабилен, поскольку силы связи между частицами стекла сравнительно слабы. В щелочных условиях морского бассейна стекло распадается на тетраэдрические и октаэдрические блоки-затравки структур глинистых минералов. Расщеплению стекла способствует вынос избытка кремнезема, что реализуется благодаря резкому повышению рН (до 9-10) на границе твердой фазы и воды (Дегенс, 1967). Дальнейший ход реакции контролируется химическим составом морской воды. Как известно, в последней ионы магния и натрия резко преобладают (примерно в 5-6 раз) над ионами калия и кальция. Естественно, на первых порах в реакции участвуют главным образом эти катионы. Они фиксируются на поверхности метастабильных блоков алюмокремневого состава и образуют будущее ядро монтмориллонита (возможно и хлорита). По мере захоронения осадка, т.е. возрастания "закрытости" системы, наступает критическое равновесие между ионами, после чего в силу вступают такие факторы, как ионные потенциалы, заряд, определяющие химическую активность присутствующих в среде катионов. Вследствие этого, на поверхности алюмокремневых блоков начинают фиксироваться также ионы калия, кальция и натрия, которые в конечном итоге вытесняют ранее закрепленные ионы магния в октаэдрические позиции. Скорее всего перемещение магния в октаэдры не сопровождается выносом алюминия, что справедливо, по крайней мере, для процесса образования бентонитовых глин. Надо полагать, что магний занимает только вакантные позиции в октаэдрах, которые в данном случае ведут себя как нестехиометрические полимеры. По мере погружения осадков в зону катагенеза активность калия по сравнению с другими катионами заметно возрастает и в структуре монтмориллонита появляются слюдистые слои. Поэтому содержание смешанослойного Г-М пропорционально степени постседиментационного изменения монтмориллонитовых глин в исследованных формациях. Так, верхнесантонские, сенонские, олигоценые и миоценовые бентонитовые и монтмориллонитовые глины, не испытывавшие позднекатагенетические изменения, почти не содержат Г-М; более глубоко изменены глины флишевых формаций датско-палеоценового и эоценового возраста, в составе которых и отмечается наибольшее количество Г-М.

Менее ясен механизм образования хлорита, который развивается преимущественно по крупным пирокластам и витрокластам среднего и основного состава. Нередко хлорит составляет значительную часть цемента песчаников, в которых его аутигенный генезис не вызывает сомнения. Чаще всего хлорит замещает стекловатый базис обломков эффузивных пород. В глинах вокруг такого измененного обломка нередко образуются сложенные хлоритом струйчатые участки и "шлейфы", свидетельствующие о перемещении его в глинистую основу. Форма этих участков, а также то обстоятельство, что они нередко реагируют на свет как монокрис-

талл, скорее указывают на аутигенное происхождение хлорита. Не исключено, что аутигенный хлорит образуется также одновременно с монтмориллонитом из продуктов распада стекла в морской воде. Магний может фиксироваться на алюмокремневых цепочках, создавая бруситовую ячейку, которая может располагаться между готовыми уже силикатными слоями. Очевидно, это может реализоваться скорее всего при распаде стекла среднего-основного состава и в случае, когда октаэдры заполнены алюминием. Отметим, что хлорит является непременным (иногда существенным) компонентом бентонитовых и, особенно, монтмориллонитовых глин во всех формациях позднегеосинклинального и орогенного этапов развития. Однако только в одной формации (красноцветной) зафиксированы подвижный хлорит и смешанослойный хлорит-монтмориллонит. Это позволяет предположить, что деструкция хлорита в данном случае имела место на водосборных площадях, при интенсивном выветривании эффузивных пород, хотя не исключено, что окончательно их структуры сформировались в диагенезе – раннем катагенезе.

Орогенный этап характерен тем, что впервые в это время возникают условия для формирования в больших масштабах седиментационно-диагенетических глинистых минералов – палыгорскита и гидрослюда 1М. Об этом уже говорилось, но важно подчеркнуть еще следующее. Все данные свидетельствуют о том, что образование палыгорскита, гидрослюда 1М и монтмориллонита есть триединый процесс, сопряженный с разными стадиями галогенеза. Палыгорскит и в солеродном бассейне и в морском (ингрессивном) ассоциирует с гипсами, гидрослюда 1М – с каменной солью. В отложениях соленосной субформации 1М значительно больше  $2M_1$ , а в перекрывающих и подстилающих их отложениях отмечается обратное соотношение. Все это свидетельствует об аутигенном генезисе 1М. Как известно, в морской воде магний и натрия резко преобладают над кальцием и калием, причем критические концентрации их различны. В начальной стадии континентального галогенеза первым фиксируется кальций в виде гипса. Вслед за этим, отчасти и одновременно, фиксируется магний в виде палыгорскита и монтмориллонита. Строительным материалом служит в основном пирокластическое вещество, заносимое в бассейн воздушным путем. Далее прогрессирующий галогенез приводит к садке галита, однако очередь до сильвина не доходит, в основном вследствие того, что море ингрессирует в солеродный бассейн. Таким образом, после садки галита и до ингрессии сарматского моря значение калия в солеродном бассейне резко возрастает. Поскольку пирокластический материал продолжал поступать в бассейн в прежних масштабах, то на метастабильных продуктах распада стекла фиксировался уже преимущественно калий, образуя ядра гидрослюда 1М. Остатки же магния расходуются в основном на генерацию монтмориллонита, чем очевидно и объясняется резко подчиненное значение палыгорскита в соленосной субформации.

Резюмируя, следует подчеркнуть, что в пределах исследованного региона роль аутигенеза в формировании вещества глин весьма значительна, причем на разных этапах геологической истории формы его проявления различны. Аутигенные глинистые минералы в формациях субплатформенного и раннегеосинклинального этапов связаны с ката-

генезом, метагенезом, региональным метаморфизмом; позднегеосинклинальный глинистый аутигенез сопряжен главным образом с эксплозивным вулканизмом, орогенный этап характеризуется в основном развитием седиментационно-диагенетических глинистых минералов.

Рельеф, состав размываемых пород и фациальные условия. Эти факторы относятся к второстепенным в том смысле, что значение каждого из них в процессе глинообразования проявляется не столь отчетливо, как рассмотренных выше. В сочетании же с другими факторами роль их становится более заметной. Так, влияние рельефа особенно ощутимо сказывается на глинообразование в сочетании с гумидным климатом. Именно такое сочетание определило преимущественно каолиновый состав глинистых пород базальной карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона. Каолинит развивается в условиях невысокого и слабо расчлененного рельефа в основном по магматическим породам кислого состава. Примерно в такой же обстановке, но в условиях более засушливого климата, значение гидрослюда в продуктах выветривания существенно возрастает. При выветривании эффузивных пород среднего и основного состава в условиях высокого и расчлененного рельефа в осадках преобладают хлорит и гидрослюда, а каолинит встречается в виде примеси. В случае размыва осадочных пород наследованность глинистого вещества прошлых геологических эпох наиболее отчетливо проявляется при слабо расчлененном и умеренно-влажном климате. В целом можно сказать, что рельеф и состав размываемых пород имеют немаловажное значение при формировании глинистого вещества субплатформенных, раннегеосинклинальных, отчасти и орогенных формаций.

Если под термином "фация" понимать обстановку осадконакопления (прибрежную, мелководную и т.д.), то приуроченность глинистых минералов к таким фациям не замечается; за исключением одного случая: в прибрежно-дельтовых отложениях шпировой формации постоянно присутствует примесь каолинита, тогда как во внутренних фациях его нет. Очевидно, фациальная обстановка в распределении глинистых минералов в узких и сравнительно небольших по масштабу интрагеосинклинальных прогибах не имела существенного значения. Наблюдаемые различия в составе глинистых минералов в разновозрастных отложениях обусловлены главным образом насыщенностью последних пирокластическим материалом, но это уже влияние другого фактора. Роль фациально-геохимической обстановки, если понимать под этим условия осадконакопления в морском, эпиконтинентальном или солеродном (континентальном) бассейнах, относительно большая. В различных обстановках возникают разные седиментационно-диагенетические глинистые минералы, что особенно характерно для орогенного этапа.

#### Сопряженность процессов формирования глинистого вещества и ассоциирующих с ним образований

В пределах исследованного региона глинообразование сопряжено с процессами формирования ряда минеральных фаций, связанных с глинистыми породами пространственно и генетически. Вместе с глинами

образуются яшмы, агаты, аметисты, цеолиты, исландский шпат, гидрокислы и окислы алюминия и марганца. Подробно механизм формирования этих минералов при различных типах глинообразования рассмотрен в соответствующих разделах, однако нужно еще отметить следующее. С различными типами глинообразования связаны разные минеральные фации и только кремнеобразование характерно для всех типов (гидротермального, гипергенного, осадочного). Вынос излишков кремнезема из исходных пород — неперенное условие формирования глинистого вещества любым (из указанных) путем. При слабощелочном гидротермальном процессе вместе с бентонитовыми глинами образуются агаты, аметисты, яшмы. В процессе перерождения пирокластического материала в те же глины в бассейнах седиментации образуются только яшмы. Массовое осаждение кристаллических форм кремнезема обусловлено (кроме прочих условий) составом гидротермальных растворов. В последних, в отличие от морской воды, почти всегда имеется достаточное количество реакционноспособного  $Al^{+3}$  для осаждения кремнезема в кристаллической форме. В гипергенных условиях глинистое вещество обогащается преимущественно кварцем.

**Ц е о л и т ы** ассоциируют с бентонитовыми глинами; в гидротермальных глинах они образуют минералогические концентрации, а в седиментационно-диагенетических отложениях — крупные залежи. Отсутствие дополнительного притока в среду водородных ионов, низкий градиент диффузии, концентрация продуктов гидролиза в системе, повышенная щелочность среды — таковы условия совместного образования цеолитов и бентонитов в бассейнах седиментации. При гидротермальном глинообразовании благоприятные условия для образования цеолитов в больших масштабах не возникают. С гидротермальными бентонитовыми глинами связаны довольно значительные скопления **м а р г а н ц а**, который выносится из вулканогенных пород и осаждается при встрече с кислородом в приповерхностной зоне.

Крупные и хорошо ограниченные кристаллы **и с л а н д с к о г о ш п а т а** фиксируются в ядрах листовато-волокнистых образований горной кожи. Они осаждаются почти одновременно из ювенильных растворов, пересыщенных кремнеземом и магнием в результате выщелачивания вулканогенных пород и доломитов.

Много общего (разумеется, есть и различия) в продуктах, образовавшихся в результате кислого гидротермального процесса и гипергенеза в условиях тропиков. В обоих случаях обеспечивается интенсивный вынос компонентов, в результате образуется каолинистое вещество, в котором концентрируются **г и д р о о к и с л ы** и **о к и с л ы** **ж е л е з а** и **а л ю м и н и я**. Последние возникают по каолиниту: структура его распадается на элементарные алюмогидроксильные фрагменты, из которых синтезируются гиббсит (бобовины) и диаспор. В солеродных бассейнах вместе с монтмориллонитом и гидрослюдой **1М** синтезируется в больших масштабах **п а л ы г о р с к и т**, который фиксируется главным образом в стадию садки ангидрита.

Минеральные фации, генетически связанные с глинообразованием и ассоциирующие с глинистыми породами, возникают в результате химической дифференциации исходных пород (или самих глин), выноса компонентов и последующего их осаждения в различных геохимических средах.

В результате исследований стало возможным классифицировать глинистые породы и минералы по генетическому признаку (табл. 91). Первые подразделяются на генетические типы, группы и семейства. Генетический тип объединяет глинистые породы по наиболее представительному первичному признаку, отражающему максимально общие связи между ними. Генетические типы включают группы глинистых пород, которые выделяются по более узкому кругу связей или признаков, их объединяющих. Генетические группы включают семейства глинистых пород, характеризующие не только общность признаков, но также петрографические разновидности глин. Разные генетические группы могут быть представлены одинаковыми петрографическими типами глинистых пород; например, семейство глин, как петрографический тип, входит в климатогенно-терригенную, климатогенно-седиментационную, пирокласто-терригенную группы, семейство аргиллитов — в климатогенно-терригенную и терригенную и т.д. Таким образом, петрографические эквиваленты глинистых пород разных генетических групп могут иметь и общие признаки, однако они, как правило, несущественны. Важные общие признаки имеют только те петрографические типы (семейства), которые входят в одну группу, хотя и размещаются в разных формациях. Например, глины шлировой и флишевых формаций, входящие в пирокласто-терригенную группу, характеризуются общими признаками, но существенно отличаются от глин климатогенно-терригенной группы и т.д.

Глинистые породы представлены тремя генетическими типами — латеритовым, осадочным и вулканогенно-осадочным. Первый включает только одну группу — климатогенно-аутохтонную (в данном случае, а вообще может включать и климатогенно-аллохтонную). Сюда относятся латеритовые и бокситоносные породы древней коры выветривания среднего-верхнего карбона. Эти породы образовались в результате гипергенных процессов и сохранились на месте, минуя осадочный цикл. Это составляет их основной признак, что и отражено в названии типа и группы, куда они входят.

Осадочный тип включает четыре генетические группы: климатогенно-терригенную, климатогенно-седиментационную, терригенную и пирокласто-терригенную. К первой группе отнесены глины, аргиллиты и сланцы карбонатно-терригенной формации девона-нижнего карбона, отчасти красноцветной формации нижнего миоцена. Строго говоря, это терригенные породы, претерпевшие катагенез и метагенез, но поскольку формирование их в основном контролировалось климатическим фактором, они выделены в самостоятельную группу. Собственно терригенная (третья) группа, куда входят глины, аргиллиты и сланцы формаций триаса, нижней-средней юры и келловоя, отличается от первой именно тем, что образование указанных пород не столь тесно связано с климатическим фактором. Это в основном наследованное глинистое вещество прошлых геологических эпох. Образование глин клима-

Генетическая классификация глинистых пород и минералов в осадочных и вулканогенно-осадочных  
 формациях территории Армянской ССР

Глинистые породы			Глинистые минералы								
Генетические типы	Генетические группы	Семейства	Генетические типы								
			Аутигенный			Аллотигенный		Трансформиро- ванные	Гипергенный		
Генетические группы											
			Седиментаци- но-диагнети- ческая	Диагнети- ческая	Катагнети- ческая	Метагнети- ческая	Гидротермаль- но-метасома- тическая	Гидротер- мально- эпигнет.			
Осадочный	Климатогенно- терригенная	Глины		Г1М	Г1М				К, Г2М <sub>1</sub> , X	M-X, pX, X-M	
		Аргиллиты		Г1М	Г2М <sub>1</sub> , Г1М				К, Г1М, Г2М <sub>1</sub> , Fe-Mg, X		
	Сланцы				Г2М <sub>1</sub> , Г1М	Г2М <sub>1</sub> , Mc2M <sub>1</sub> , Pa2M <sub>1</sub> , Пи <sub>1</sub>			К, Г2М <sub>1</sub> , Fe-Mg <sub>1</sub> , X		
	Климатогенно- седиментаци- онная	Глины	П, М, Г1М		М, Г1М, Г-М					Г2М <sub>1</sub> , К, Fe-M X	М-Г
		Глины			К, Г1М	Г1М, Fe-X				Г2М <sub>1</sub> , К, X	М-Г
	Терригенная	Аргиллиты			Г1М	Г2М <sub>1</sub> , Fe-X, Г1М				Г2М <sub>1</sub> , Г1М, К, X	М-Г
Сланцы					Г2М <sub>1</sub>	Г2М <sub>1</sub> , Mc2M <sub>1</sub> , Fe-Mg X			Г2М <sub>1</sub> , К, Fe- -Mg X		
Вулканоген- но-осадочный	Пирокласто- терригенная	Глины	М	М, Г-М, Fe-X, Г1М	Г-М, Fe-X, Г1М				Г2М <sub>1</sub> , К, Fe-Mg X		
	Пирокласто- осадочная	Бентонитовые глины	М	М, Fe-X							
		Глины	М	М, Fe-X	Г-М, Fe-X						
	Гидротермаль- но-осадочная	Бентонитовые глины						М, X			
		Каолиновые глины						К, Пи, С, X, Пи-М, М			
Латеритовый	Вулкано-тер- ригенная	Глины		М, Fe-X					П		
	Климатогенно- аутохтонная	Латеритовые и бокситоносные глины								12M <sub>1</sub>	К, Г2М <sub>1</sub> , X -

К-каолинит; X-хлорит; Fe-X-железистый хлорит; Fe-MgX - железисто-магнезиальный хлорит; pX-разбухающий хлорит; Г1М - гидрослюда 1М; Г2М<sub>1</sub> - гидрослюда 2М<sub>1</sub>; Mc2M<sub>1</sub> - мусковит 2М<sub>1</sub>; Pa2M<sub>1</sub> - парогонит 2М<sub>1</sub>; Г-М - смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит (подвижных слоев больше); М-Г - то же (подвижных слоев меньше); С - серицит; Пи - пирофиллит; Пи-М - смешанослойный пирофиллит-монтмориллонит; X-M - смешанослойный хлорит-монтмориллонит; П - палыгорскит.

тогенно-седиментационной группы также связано в основном с климатическим фактором, однако в составе их преобладают не терригенные глинистые минералы (как в породах климатогенно-терригенной группы), а седиментационно-диагенетические. В эту группу входят палыгорскит-монтмориллонитовые глины терригенно-эвапоритовой и карбонатно-терригенной формаций среднего и верхнего миоцена. Одним из наиболее распространенных (особенно в формациях позднегеосинклинального ряда) являются глины пирокласто-терригенной группы. Они образуются за счет пирокластического и терригенного вещества, поступающего в бассейн одновременно воздушным путем и с суши. В эту группу входят глины флишевых формаций верхнего мела - эоцена, шпировых формаций олигоцена, граувакковой формации коньяка и, по-видимому, известняково-терригенной и кремнисто-вулканогенной формаций сеномана-коньяка.

Вулканогенно-осадочный тип включает три генетические группы: пирокласто-осадочную, гидротермально-осадочную и вулкано-терригенную. В первую группу входят глины, образовавшиеся полностью за счет пирокластического материала. Сюда относятся бентонитовые глины верхнего сенона (Ноемберянского месторождения), отчасти монтмориллонитовые глины вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа и вулканогенно-осадочной мелкообломочной формации среднего эоцена Севано-Ширакской зоны. В гидротермально-осадочную группу входят бентонитовые глины верхнего сантона (Саригюхское месторождение), каолиновые глины среднего эоцена (Туманянского месторождение) и горная кожа вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа. Эти породы образуются в результате воздействия гидротерм на слабо литифицированные пирокластические и карбонатные осадки, а также эффузивные породы. Наконец, в вулкано-терригенную группу входит часть монтмориллонитовых и хлорит-монтмориллонитовых глин вулканогенно-карбонатной формации оксфорда-кимериджа, эоценовых формаций Севано-Ширакского синклинория и Вайоццора.

Классификация глинистых пород основана на первичных признаках, вторичные признаки учитывались при классификации глинистых минералов. Последние помещены в правой части таблицы. Это позволяет легко определить в каких генетических типах глинистых пород встречаются соответствующие им группы глинистых минералов. Как и в случае с породами, генетические типы объединяют глинистые минералы по общему (представительному) признаку, а группы - по более узкому. Выделяются четыре генетических типа глинистых минералов: аутигенный, аллотигенный, трансформированный, гипергенный. Первый тип включает группы: седиментационно-диагенетическую, диагенетическую, катагенетическую, метагенетическую, гидротермально-метасоматическую, гидротермально-эпигенетическую. Остальные типы, естественно, не дифференцируются на генетические группы.

Целесообразно коротко остановиться на том, как понимает автор указанные термины и какие именно глинистые минералы относятся к той или иной группе. Г и п е р г е н н ы е глинистые минералы - минералы древних кор выветривания, образовавшиеся на разных субстратах и в дальнейшем не вовлеченные в осадочный процесс. Сюда относятся каолинит и  $G2M_1$ , присутствующие в составе латеритовых и

бокситоносных пород. А л о т и г е н н ы е глинистые минералы – минералы, снесенные в бассейн седиментации с суши в результате разрушения древних пород и захороненные здесь без изменений. Они представлены каолинитом,  $G2M_1$  и железисто-магнезиальным хлоритом; встречаются почти во всех формациях. Т р а н с ф о р м и р о в а н н ы е глинистые минералы – минералы, подвергшиеся частичной деструкции на суше и претерпевшие изменения (в пределах одного структурного типа) в бассейне седиментации. Они представлены смешанослойными минералами типа Г-М и Х-М, а также подвижным хлоритом. Нужно отметить, что на основе геологических критериев автор предположительно выделяет две генерации Г-М: трансформированную и позднекатагенетическую. Первая, вероятно, образуется по деградированной гидрослюде; подвижных слоев в них гораздо меньше, чем неподвижных; встречается в незначительных количествах (как второстепенная примесь) и характерна для глин низкой степени изменения; распространен в орогенных формациях. Вторая образуется по монтмориллониту в стадию позднего катагенеза; является порообразующим минералом в глинах позднегеосинклинальных формаций.

А у т и г е н н ы е глинистые минералы – минералы, сформировавшиеся в бассейнах седиментации – независимо от источников, способа и времени их образования. Последние факторы учитывались при дифференциации аутигенных минералов на генетические группы. С е д и м е н т а ц и о н н о - д и а г е н е т и ч е с к а я г р у п п а включает глинистые минералы, синтез которых начинается в морской воде и завершается в диагенезе. Сюда относятся монтмориллонит (позднегеосинклинальные и орогенные формации), палыгорскит и  $G1M$  (орогенные формации). К д и а г е н е т и ч е с к и м относятся минералы, образовавшиеся в осадках (и слабо литифицированных осадках). В эту группу входят каолинит (угленосные формации), монтмориллонит и  $1M$  (некоторые позднегеосинклинальные и орогенные формации). В данном случае  $1M$  представлен глауконитоподобными зелеными слюдами и псевдоморфозами по органическим остаткам. К к а т а г е н е т и ч е с к и м относятся глинистые минералы, образовавшиеся в окончательно литифицированных осадках (породах). Сюда относятся Г-М,  $G1M$  и  $G2M_1$ . В стадию начального катагенеза Г-М развивается по монтмориллониту,  $G1M$  – по средним и основным плагиоклазам, стеклу и обломкам пород; в самую позднюю стадию  $G1M$  в основном трансформируется в  $G2M_1$ . Эти минералы распространены в субплатформенных, раннегеосинклинальных, отчасти (Г-М) в позднегеосинклинальных формациях. В м е т а г е н е т и ч е с к у ю группу входят глинистые минералы, образовавшиеся в метаморфизованных породах. Обычно это сланцы, ассоциирующие с кварцито-песчаниками или перекристаллизованными карбонатными породами, находящимися на уровне метагенеза. Сюда относятся гидрослюда  $2M_1$ , мусковит  $2M_1$ , паргонит  $2M_1$  и пиррофиллит. Эти минералы распространены в наиболее древней формации субплатформенного ряда (девон-нижний карбон) и в терригенных формациях нижней и средней юры. Г и д р о т е р м а л ь н о - м е т а с о м а т и ч е с к а я группа включает минералы, образовавшиеся в результате обменных реакций между гидротермаль-

ными растворами и вулканогенными (преимущественно пирокластическими) породами. Сюда относятся монтмориллонит, хлорит (щелочной метасоматоз), каолинит, пиррофиллит, серицит, хлорит, пиррофиллит-монтмориллонит, монтмориллонит (кислый метасоматоз, сменяющийся постепенно нейтральным и щелочным). Минералы этой группы распространены в позднегеосинклинальных формациях. Наконец, к гидротермально-эпигенетической группе относится палыгорскит (горная кожа), химически осажденный из ювенильных растворов, обогащенных соответствующими катионами за счет вмещающих пород.

Предлагаемая генетическая классификация глинистых пород и минералов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР является первой и поэтому не исключено, что в дальнейшем она может быть в деталях усовершенствована.

## ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Глинистые минералы как стратиграфические коррелятивы, индикаторы постседиментационных изменений и поисковые критерии

Ассоциации глинистых минералов в изученных формациях различаются либо по составу, либо по соотношению компонентов, что позволяет рассматривать глинистые минералы в качестве стратиграфических коррелятивов. Опыт показал, что они успешно могут быть использованы при корреляции разрезов немых (или включающих скудные палеонтологические остатки) толщ. Это подтверждается, в частности, на примере орогенных формаций. На рис. 60 показано распределение глинистых минералов в разрезах этих формаций в пределах двух прогибов — Приереванского и Октемберянского. Из рисунка видно, что разновозрастные толщи разных прогибов коррелируются по глинистым минералам достаточно хорошо.

Следует отметить, что вопрос о возрасте шпировой формации Октемберянского прогиба на основе фаунистических остатков долгое время не решался однозначно. Комплексные исследования показали, что она скорее всего является аналогом шорахбюрской толщи, т.е. относится к олигоцену. При этом важное значение имели данные по глинистым минералам. В результате бурения и последующих исследований были выявлены новые данные, подтверждающие олигоценовый возраст толщи. В настоящее время большинство геологов республики разделяет эту точку зрения. Приведенные примеры относятся к олигоценовым и миоценовым толщам, можно однако полагать, что значение глинистых минералов как стратиграфических коррелятивов сохраняется и для отложений других возрастов. Достаточно отчетливо выраженная корреляционная роль глинистых минералов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР обусловлена необратимым характером эволюции глинистого вещества во времени.

Аутигенные глинистые минералы характеризуют уровень постседиментационного изменения пород. Границы перехода диагенеза в катагенез и последнего в метагенез достаточно условны. Однако можно утверждать, что глинистые минералы образуют парагенетические ассо-

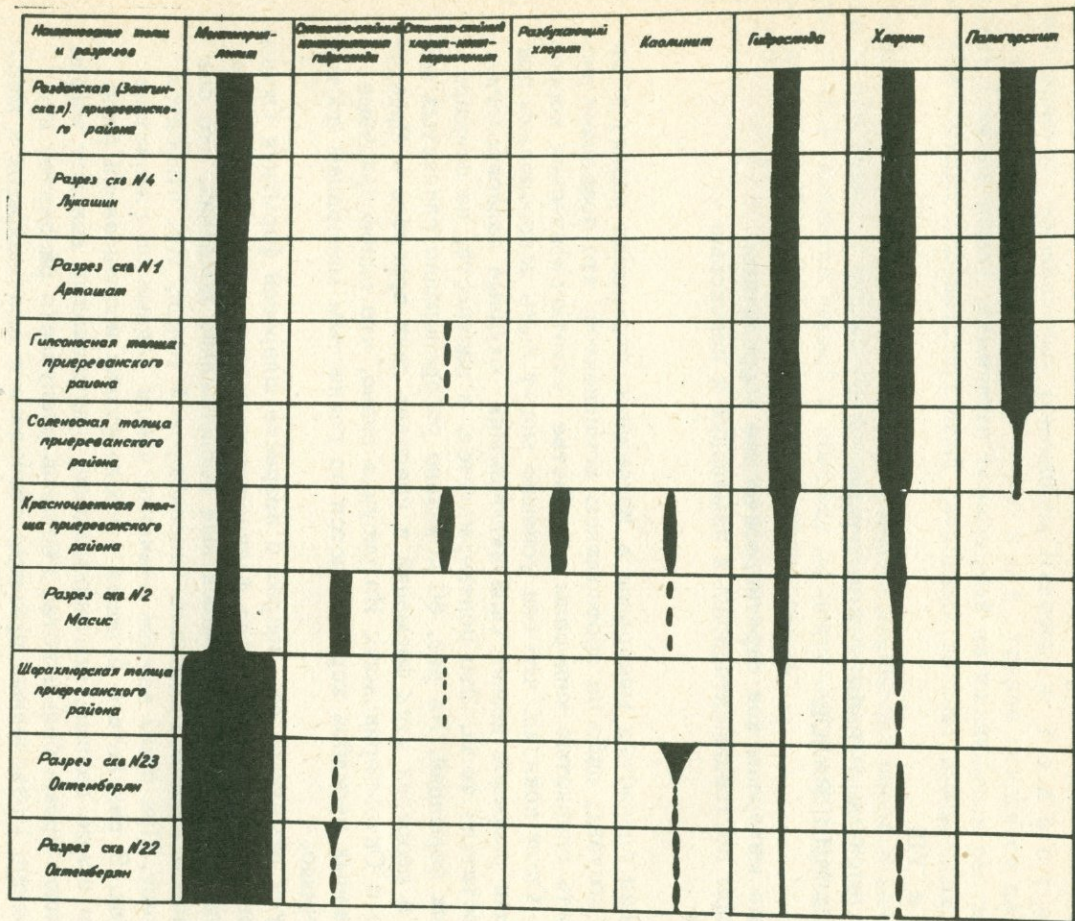


Рис. 60. Схема корреляции отложений орогенных формаций по глинистым минералам.

циации или ряды трансформации, отчетливо обозначающие разные уровни изменения пород. Для ранних стадий изменения характерны парагенезы глинистых минералов, для поздних — трансформационные ряды. Парагенезам и рядам соответствуют определенные аутигенные и аллотигенные неглинистые минералы, типы органического вещества, структуры ассоциирующих с глинами зернистых и карбонатных пород.

В диагенезе — раннем катагенезе развиваются монтмориллонит, Ге-хлорит, гидрослюда 1М, Г-М, палыгорскит, каолинит, подвижный хлорит и смешанослойный Х-М. Последние, как и Г-М, встречаются редко или в незначительных количествах и представлены трансформированными минералами. Указанный парагенез встречается в глинах, обычно хорошо размокающих в воде (если карбонатность незначительная). Обломочный биотит в них изменен или изменен слабо. Органическое вещество находится на низкой ступени метаморфизма, в частности, угли относятся к типу бурых. Характерно наличие диагенетических стяжений пирита. В цементе песчаников преобладают пелитоморфный карбонат, монтмориллонит, хлоритизированный и монтмориллонитизированный пирокластический материал, железистый хлорит. Крупные осколки вулканического стекла слабо раскристаллизованы или свежие. В глинах и песчаниках нередко встречается анальцит. Структуры пород нормально-осадочные.

Не все глинистые минералы рассматриваемого парагенеза встречаются совместно, в отдельных формациях некоторые члены отсутствуют. Наиболее распространены монтмориллонит, железистый хлорит, Г1М, палыгорскит.

На уровне диагенеза — раннего катагенеза находятся глинистые породы следующих формаций: орогенных, шлировых (олигоцен-миоцен), пирокласто-осадочной (верхний сенон), вулканогенно-осадочной (верхний сантон), граувакковой (коньяк), вулканогенно-карбонатной (оксфорд-кимеридж), известняково-терригенной (сеноман-турон).

В глинистых породах, находящихся на уровне позднего катагенеза, палыгорскит, разбухающий хлорит и Х-М отсутствуют; в некоторых формациях нет также монтмориллонита, в тех же, где он имеется, наблюдается прямая связь его (генетическая и количественная) с Г-М. Иначе говоря, в отличие от первого парагенеза, Г-М здесь развивается в основном за счет монтмориллонита, т.е. намечается ряд трансформации:  $M \rightarrow G-M \rightarrow M-G$ . Вероятно, этот ряд завершается гидрослюдой 1М, содержание которого возрастает по мере все более глубокого изменения монтмориллонитовых глин. Однако непрерывный ряд преобразования автором нигде не зафиксирован.

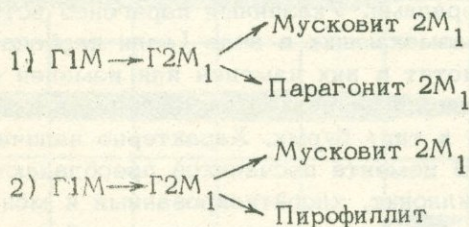
В самую позднюю стадию катагенеза намечается и другой ряд трансформации:  $G1M \rightarrow G2M_1$ . Соотношение этих минералов примерно одинаковое, в первом же парагенезе количество Г1М обычно больше Г2М<sub>1</sub>.

Указанные глинистые минералы встречаются в аргиллитах (в воде не размокают). Обломочный биотит в них встречается редко и обычно изменен (хлоритизирован). Органическое вещество довольно интенсивно метаморфизовано, угли относятся к типу каменных, с сравнительно низкой зональностью. Карбонатное вещество (в глинах и цементе песчаников) перекристаллизовано. Обломки вулканического стек-

ла обычно хлоритизированы. В зернистых породах появляются конформные и инкорпорационные структуры. Характерно наличие аутигенных титановых минералов.

На уровне позднего катагенеза находятся глинистые породы следующих формаций: терригенно-карбонатной (верхний триас), флишевых (верхний мел и эоцен), терригенно-карбонатной угленосной и вулканогенно-осадочной Севано-Ширакской зоны (эоцен), терригенной (келловей), терригенной (байос-бат, Вайоцзор), вероятно, кремнисто-вулканогенной (верхний турок-коньяк).

Для метакатагенеза характерны следующие ряды трансформации:



Второй ряд характерен для участков развития глубинных разломов и фиксирует претематоморфические фации.

В некоторых формациях парагонит в указанном ряду отсутствует. На этой стадии явления регенерации, конформные и инкорпорационные структуры становятся обычными. Из аутигенных неглинистых минералов характерны рутил, анатаз, турмалин, эпидот. Показательно полное перерождение тонкого витрического пепла в гидроспуду  $2\text{М}_1$  с сохранением реликтовых пепловых структур. Отмеченные глинистые и неглинистые минералы встречаются в основном в сланцах, отчасти в аргиллитах. Отсутствие в песчаниках бесцементных структур, "бородатых" зерен кварца, магнезиальных хлоритов, наличие в глинах слабо измененных полевых шпатов и обломков пород, неупорядоченного каолинита и неглинистых аутигенных минералов в качестве аксессуариев позволяют считать, что они находятся на уровне метакатагенеза, хотя в них есть и признаки метаморфических пород.

Указанный ряд трансформации, соответственно и тип изменения, характерны для глин карбонатно-терригенной (девон-нижний карбон), базальной граувакко-сланцевой (нижняя юра), отчасти вулканогенно-терригенной (средняя юра) формаций. Нужно отметить, что постседиментационные превращения глинистых минералов осуществляются на структурах типа 2:1 и (очень редко) 2:l:1 и в обоих случаях не сопровождаются образованием структур иного типа.

Р. Г. Мхитарян (1972) детально изучил политипные модификации серицитов в окорудных измененных породах ряда месторождений на территории Армянской ССР. Согласно его данным, серициты представлены тремя модификациями:  $1\text{М}$ ,  $2\text{М}_1$  и редко встречающейся  $2\text{М}_2$ . В распределении их намечается определенная закономерность. В дорудных гидротермально измененных породах преобладает  $2\text{М}_1$ , политип  $1\text{М}$  распространен в породах, включающих полиметаллическое оруденение; серно- и медноколчеданные руды ассоциируют с обеими модифи-

кациями, причем в соотношении  $1M > 2M_1$  (нами в юрских измененных породах Шамшадинского антиклинория, содержащих вкрапленники халькопирита, установлен только серицит  $1M$ ). Политип  $2M_1$  встречается в основном вблизи крупных рудных тел (линз и штоков) и не связан с вещественным составом руд; образование его, по мнению Р. Г. Мхитаряна, обусловлено скорее всего скоростью кристаллизации.

Таким образом, в распределении политипных модификаций серицита намечается связь с вещественным составом руд, их концентрацией, с температурным режимом гидротермального процесса и рудообразования.

Данные Р. Г. Мхитаряна весьма интересны: если выявленные особенности распределения серицитов подтвердятся на более обширном и систематически отобранном материале, то можно ожидать, что политипные модификации серицита будут использованы при поисках слепых рудных тел. По крайней мере факт неоднородности серицитов в околорудных измененных породах несомненно имеет генетический смысл и должен быть учтен при интерпретации процессов рудообразования.

#### Оценка глинистых пород как сырья и основные критерии поисков промышленных типов глин на территории Армянской ССР

На территории Армянской ССР практически разрабатываются только бентонитовые глины Саригюхского и каолиновые (огнеупорные) породы Туманянского месторождения. На их базе действуют Иджеванский комбинат бентопорошков и Туманянский завод огнеупорных изделий. Эти глинистые породы, а также цеолитолиты и бентонитовые глины Ноемберянского месторождения, исследованы комплексно: подсчитаны запасы, изучены их технологические свойства, вещественный состав и генезис (Мкртчян и Казарян, 1961; Авакян, 1963, 1974; Вартапетян, 1946; Туманян, 1965; Петросов и Цамерян, 1970; Петросов, 1974). Глинистые породы в составе других формаций совершенно не изучены с практической стороны. Целесообразно поэтому дать предварительную оценку этих пород как сырья с точки зрения их происхождения и вещественного состава. Такая оценка может стать основой для целенаправленных технологических исследований этих пород и их промышленного освоения в будущем.

Среди изученных глинистых пород можно выделить несколько типов, представляющих практический интерес (Р. Грим, 1967; В. П. Петров, 1970; "Требования промышленности к качеству минерального сырья. Глины", 1948). Они отличаются минеральным составом, степенью метаморфизма, генезисом и другими признаками.

К первому типу относятся гидрослюдисто-каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые аргиллиты и сланцы; в качестве второстепенной примеси в них присутствует хлорит. Соотношение гидрослюда и каолинита варьирует в широких пределах. Все они терригенного происхождения, образовались в морском бассейне за счет продуктов размыва древних кор выветривания, переотложения осадочных и метаморфических пород и в последующем испытали изменения типа катагенеза — метагенеза.

В воде эти породы не размокают, они бескарбонатные (или слабокарбонатные), характеризуются повышенным содержанием глинозема (до 25%) и кремнезема (около 60%), сумма щелочей составляет примерно 3%.

По всем показателям эти породы могут служить сырьем для производства керамзита, метлахских плиток, грубой керамики. Маложелезистые разности с повышенным содержанием калия (иногда последний составляет более 4%) могут заменить дорогостоящий полевой шпат в керамических шихтах. Наиболее глиноземистые разности могут оказаться пригодными для производства огнеупорных изделий: их следует подвергнуть соответствующим технологическим испытаниям — тем более, что в настоящее время Туманянский завод нуждается в огнеупорном сырье и необходимо изыскать новые источники для дальнейшего его функционирования. Наконец, эти же разности можно рассматривать в качестве потенциального алюминиевого сырья. Тем более, что они пространственно связаны со вторым типом пород, в которых содержание  $Al_2O_3$  достигает 35–40% (в том числе до 7–8% свободного глинозема). Это мелкообломочные латеритовые (бокситоносные) породы древней коры выветривания с каолинитом в качестве основного компонента; содержат также до 20–30% гидрослюды. По мере истощения мировых запасов бокситов, подобные породы будут обретать все более важное значение и, по-видимому, в ближайшем будущем они станут одним из основных источников алюминия. Целесообразно уже сейчас уделить им серьезное внимание — картировать их, разработать рациональные технологические схемы и т. д. Есть данные (Грим, 1967), что в некоторых Скандинавских странах алюминий добывают в основном из глины.

Латеритовые породы содержат значительное количество (до 20%) гидроокислов железа — пигментирующего вещества, что позволяет рекомендовать их в качестве минеральных красок. Один образец из наших сборов, исследованный заведующим химической лабораторией ИГН АН АрмССР О. А. Бозояном, обнаружил прекрасные пигментирующие качества.

Глины первого типа, формирование которых контролируется тектоникой и гумидным климатом, связаны с формациями субплатформенного и раннегеосинклинального этапов развития региона, т.е. с отложениями девона-карбона, верхнего триаса, нижней-средней юры в пределах Приараксинской зоны, Шамшадинского и Вайоцзорского антиклинориев.

Образование глин второго типа связано с крупными перерывами в осадконакоплении и тропическим климатом. Такие условия существовали только в среднем-верхнем карбоне, следовательно они могут встречаться в континентальных образованиях карбона и в базальных отложениях нижней перми в пределах Приараксинской зоны.

К третьему типу относятся бентонитовые и существенно монтмориллонитовые глины, ассоциирующие с цеолитами. Они гидротермального и диагенетического происхождения. Содержание монтмориллонита в них прямо пропорционально количеству стекла (а не вулканогенного материала вообще), его кислотности и обратно пропорционально величине частиц и количеству терригенной примеси. Ги-

дротермальные монтмориллониты преимущественно натровые, среди диagenетических встречаются и натровые, и кальциевые. Bentonитовые глины образуются за счет тонкого витрического пепла и (в меньшей степени) эффузивных пород, а монтмориллонитовые — за счет пепла, смешанного с терригенным материалом. Фракция 0,01 мм достигает более 80% объема монтмориллонитовых глин. Из глинистых минералов присутствуют хлорит, гидрослюда, каолинит, палыгорскит, которые в сумме составляют 10–20% глинистой фракции. Неглинистая часть представлена в основном полевыми шпатами, вулканическим стеклом, обломками пород. По химическому составу монтмориллонитовые глины мало отличаются от бентонитовых. Они хорошо размокают в воде и образуют стабильные суспензии. Отрицательным фактором является сравнительно высокая их карбонатность (в среднем 8–10%). Монтмориллонитовые глины в ряде случаев (например, при изготовлении формовочных смесей и буровых растворов) могут заменить сравнительно дефицитные бентонитовые глины. Что касается последних, то области их применения, как известно, достаточно разнообразны и многочисленны.

Нахождение бентонитовых и монтмориллонитовых глин следует связывать с эпохами эксплозивного вулканизма, а также с щелочным гидротермальным процессом в бассейнах вулканогенно-осадочного породообразования, в которых накапливается значительное количество тонкого пирокластического материала преимущественно кислого состава. Наибольшее распространение они должны иметь в верхнемеловых, отчасти в верхнеюрских отложениях Сомхето-Карабахской зоны, в третичных отложениях Севано-Ширакской и Приараксинской зон, не претерпевших глубоких постседиментационных изменений. Следует также обратить внимание на плиоцен-антропогенные отложения.

К четвертому типу, весьма распространенному, относятся слабо метаморфизованные глины смешанного состава. Основными глинистыми минералами в них являются монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, палыгорскит, смешанослойный Г-М. Иногда один из указанных компонентов заметно преобладает, чаще всего это монтмориллонит. Глины смешанного состава обычно хорошо размокают в воде, образуют пастообразную массу и стабильные суспензии. Содержание фракции < 0,01 мм составляет 70–80%. Карбонатность колеблется в пределах 5–15%. Химический состав неустойчив. Эти глины могут быть использованы в керамической промышленности, при изготовлении формовочных смесей, буровых растворов. Гидрослюда-палыгорскит-монтмориллонитовые глины могут оказаться пригодными для удаления радиоактивных отходов (Грим, 1967). Вопрос о консервации последних становится весьма актуальным в связи со строительством на территории республики, отличающейся высокой сейсмичностью, атомной станции. Исследования Керра показали (Грим, 1967), что глины монтмориллонит-гидрослюда-палыгорскитового состава хорошо связывают радиоактивные вещества и приводят их в фиксированное состояние после обжига. Наличие большого количества таких глин на территории республики и важность проблемы делают целесообразным проведение соответствующих испытаний. Палыгорскитовые глины могут рассматриваться и как самостоятельное сырье. Формирование глин этого типа контролируется в основ-

ном эксплозивным вулканизмом и аридным климатом. Они распространены в отложениях эоцена, олигоцена и миоцена Севано-Ширакской и Приараксинской зон, т.е. главным образом связаны с формациями орогенного этапа.

К пятому типу относятся каолиновые породы гидротермального происхождения. В них почти постоянно встречаются серицит и пирофиллит (иногда до 30-40%).

Существуют две разновидности этих пород - сильно железистые (с содержанием гидроокислов железа до 10-15%) и слабо железистые (до 2-3%). Обе разновидности обычно плотные, реже рыхлые, бескарбонатные, не размокают или плохо размокают в воде. Породы этого типа добываются на Туманянском месторождении с 30-х годов и запасы их здесь истощаются. Как было отмечено, на базе месторождения функционирует завод огнеупорных изделий, но их можно использовать также в качестве наполнителей, отбеливающего материала и в других областях.

Необходимо уже сегодня искать новые источники этого сырья - как для дальнейшего обеспечения завода, так и возможного расширения областей ее применения. Глины этого типа образуются за счет пирокластических и эффузивных пород в результате воздействия кислых (в отличие от глин третьего типа) растворов - гидротермальных и вторичных, возникающих главным образом в зонах окисления сульфидных руд. Наличие залежей этих глин можно ожидать в пределах крупных полей гидротермально и гипергенно измененных пород, причем в первом случае они будут тяготеть к внутренним фациям метасоматитов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологической истории определенных групп глинистых минералов физико-химическими методами, исследование глинистой составляющей в различных типах пород в древних и современных бассейнах, экспериментальное моделирование процессов глинообразования, оценка глинистых пород как промышленного сырья – таковы основные направления в геологии глин, которые и сейчас продолжают успешно развиваться. В последнее время появились работы, в которых отчетливо намечается формационный подход к изучению глинистых пород – выяснению особенностей состава и генезиса глинистого вещества в конкретных формациях. Таким образом, глинистые объекты изучаются на всех уровнях таксономических (геологических) единиц организации вещества: минералов-пород-формаций. Сами по себе весьма ценные, эти исследования, вместе с тем, не ориентированы на воссоздание типовых природных моделей глинообразования для различных геосинклиналей, платформ, авлакогенов и т.п. Но, благодаря им, решение этой задачи в настоящее время стало вполне возможным. Мы уже вплотную подошли к новому этапу в развитии геологии глин, когда стало возможным выявить закономерности глинообразования в пределах различных типов геоструктур в связи с их эволюцией и консолидацией. Закономерности эти, несомненно, должны быть, ибо глинообразование является одним из аспектов истории геологического развития таких структур, а глинистые породы отражают вполне определенный уровень слагающего их вещества. Думается, что структурно-формационный, геоисторический, принцип воссоздания типовых природных моделей глинообразования таит в себе много интересного. В частности, представляется возможным расширить круг специфических задач науки о глинах до уровня общетеоретических проблем, т.е. рассматривать их в непосредственной связи с фундаментальными понятиями геологии. Именно в таком аспекте автор старался осмыслить глинистые породы в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР, показать на их примере каковы закономерности глинообразования в пределах внутренних зон геосинклиналей с момента их зарождения и вплоть до консолидации. Главнейшие из этих закономерностей сводятся к следующему.

Каждый этап тектонической эволюции региона – субплатформенный, раннегеосинклинальный, позднегеосинклинальный, орогенный – характеризуется своими признаками глинообразования и факторами, контролирующими состав глинистого вещества.

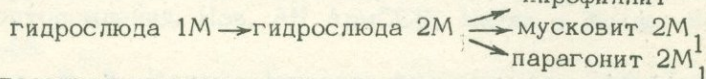
Существуют эпохи осадочного и вулканогенно-осадочного глинообразования — устойчивые во времени периоды формирования глинистого материала соответствующего генезиса. Эпохи вулканогенно-осадочного глинообразования строго приурочены к позднегеосинклинальному этапу, эпохи осадочного — к орогенному (наибольший пик), к началу раннегеосинклинального, к началу и концу субплатформенного. Во всех случаях они разделены периодами тектонической стабилизации региона, когда на первый план выступают процессы карбонатообразования. Основными причинами, обуславливающими появление эпох глинообразования, являются: возрастание индекса эксплозивности вулканизма, участие в осадочном процессе гидротермальных растворов (вулканогенно-осадочный тип), климат и рельеф (осадочный тип).

Эволюция глинистого вещества во времени носит необратимый (не циклический) характер. Каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые ассоциации, характерные для субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций, сменяются преимущественно хлорит-монтмориллонитовыми, монтмориллонитовыми и палыгорскит-монтмориллонитовыми в формациях позднегеосинклинального и орогенного ряда. Глинистое вещество в ассоциирующих с глинами зернистых и карбонатных породах в целом развивается параллельно с основной массой глин, однако, по сравнению с последней, оно, как правило, обеднено глинистыми минералами, что особенно характерно для глин позднегеосинклинальных и орогенных формаций. Сходство парагенезов глинистых минералов в субплатформенных и раннегеосинклинальных формациях кажется парадоксальным, однако оно обусловлено тем, что на первых порах эвгеосинклиналь не имеет собственных резервов глинообразования и глинистое вещество наследуется с соседней консолидированной платформы. Начальный период позднегеосинклинального этапа выступает тем рубежом, после которого признаки наследованности почти исчезают: в области эвгеосинклинали возникают собственные резервы, климатогенное глинообразование сменяется аклиматогенным, вызванным различными формами проявления вулканизма. При этом эффузивные и субвулканические образования мало влияют на парагенезы глинистых минералов. Субвулканические тела вызывают локальный эпигенез глинистых пород, выражающийся в слабом термометаморфизме и в развитии на контактах рудиментарных роговиковых фаций. Роль эффузивных отложений сводится главным образом к тому, что они вовлекаются в сферу размыва и, в зависимости от климата, обогащают синхронные осадки тем или иным компонентом (чаще хлоритом). Значительно более важным предстает роль вулканизма, сопровождающегося выбросом тонкого пирокластического материала и гидротермальным процессом — явления, которые непосредственно генерируют глинистое вещество.

Не циклический характер эволюции глинистого вещества является отражением (одним из проявлений) общей необратимости региональных геологических процессов; в конкретном случае он обусловлен сменой во времени контрастно выраженных факторов глинообразования.

Можно утверждать, что в пределах исследованного региона глинистый аутигенез не уступает по масштабу терригенному глинообразованию. Аутигенная генерация глинистых минералов в субплатформенных и раннегеосинклинальных формациях контролируется катагенезом и ме-

тагенезом, в позднегеосинклинальных формациях – диагенезом, катагенезом, в орогенных – хемогенным синтезом и диагенезом. В формациях последних двух этапов глинистый аутигенез связан в основном с преобразованием пирокластического материала, причем тонкий витрический пепл кислого состава превращается, как правило, в монтмориллонит, а за счет крупных пирокластов среднего–основного состава образуется преимущественно железистый хлорит. Формы проявления глинистого аутигенеза многообразны, что обуславливает возникновение ряда генетических групп глинистых минералов: седиментационно–диагенетической, диагенетической, катагенетической, метагенетической, гидротермально–метасоматической, гидротермально–эпигенетической. Трансформация глинистых минералов осуществляется в основном на структурах типа 2:1 и не сопровождается образованием структур иного типа. Ряды трансформации отчетливо фиксируют различные уровни постседиментационного изменения пород. В катагенезе – метагенезе реализуется следующий ряд, характерный для субплатформенных и раннегеосинклинальных формаций:



В глинах позднегеосинклинального этапа, находящихся на уровне катагенеза, развивается ряд: монтмориллонит → гидрослюда–монтмориллонит → монтмориллонит–гидрослюда. Для отложений орогенных формаций, претерпевших изменения типа диагенеза – раннего катагенеза, трансформация глинистых минералов не характерна и только спорадически фиксируются ряды: хлорит → хлорит–монтмориллонит → подвижный хлорит и монтмориллонит → гидрослюда–монтмориллонит. При щелочном гидротермальном процессе глинистые минералы не образуют метасоматические ряды, при кислом – возникает ряд: каолинит → серицит → пиррофиллит → монтмориллонит–пиррофиллит → монтмориллонит, который отражает постепенный метаморфизм растворов при движении от очагов к периферийным фациям.

В пределах исследованного региона глинообразование сопряжено с процессами формирования ряда минеральных фаций. Пространственно и генетически с глинами связаны яшмы, агаты, аметисты, цеолиты, палыгорскит, исландский шпат, гидроокислы и окислы алюминия, марганца и железа. При различных типах глинообразования формируются разные минеральные фации, возникающие в результате химической дифференциации исходных пород (или глин), выноса компонентов и последующего их осаждения в соответствующих геохимических средах. Сами глины представлены несколькими промышленными типами, которые отличаются между собой минеральным и химическим составом, генезисом, степенью метаморфизма, физическими и другими свойствами. Различные типы промышленных глин локализованы в формациях различного этапа, что позволяет достаточно уверенно прогнозировать их поиски.

Таковы основные особенности осадочного и вулканогенно–осадочного глинообразования в пределах исследованного региона. Как мы видим, они обусловлены региональными и локальными геологическими процессами, специфичными для внутренних зон геосинклиналей; они достаточно отчетливо проявляются на всех этапах развития региона и,

следовательно, в совокупности могут рассматриваться как модель глинообразования для данного типа геологической структуры.

Было бы интересно сравнить особенности формирования и эволюции глинистого вещества в исследованном регионе и в родственных ему геологических структурах. Но такой сравнительный анализ может быть полезным лишь в том случае, если он сделан на соразмеримом материале, который, к сожалению, отсутствует в литературе. Фрагментарные сведения о глинах других областей внутренних зон геосинклиналей не могли служить основой для подобного анализа. Думается однако, что природные модели глинообразования для аналогичных регионов должны иметь много общего.

## ЛИТЕРАТУРА

- А б д у л л а е в Р. Н. Роль вулканизма в формировании мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Малого Кавказа. В сб. "Вулканогенно-осадочн. формации и полезн. ископаемые", "Наука", М., 1965, с. 152-159.
- А в а к я н Г. С. Об условиях образования цеолитовых пород Ноемберянского месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1974, с. 62-68.
- А г а м а л я н В. А. Метаморфические формации (докембрий-нижний палеозой). "Геология Армянской ССР, т. У, Литология", Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 9-56.
- А з а р я н Н. Р., П е т р о с о в И. Х. О нептунических дайках в юрских отложениях Вайка (Армянская ССР). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 3, 1976, с. 78-83.
- А з а р я н Н. Р., А к о п я н В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XXVШ, № 2, 1959, с. 91-95.
- А з и з б е к о в Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, Баку, 1947.
- А к а е в а В. П., К о т е л ь н и к о в Д. Д. О смешанно-слоистых образованиях в глинистых породах меловых формаций северо-восточной и восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, 193, № 6, 1970, с. 1380-1383.
- А л и з а д е Х. А. Генетические типы и минералогия бентонитовых глин северо-восточной части Малого Кавказа. "Литология и полезн. ископаемые", № 3, 1966, с. 105-114.
- А м с т е р д а м с к и й С. А. Об объективных интерпретациях понятия вероятности. В кн. "Закон, необходимость, вероятность". "Прогресс", М., 1967, с. 13-47.
- А р а к е л я н Р. А. История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IУ, 1951, с. 223-230.
- А р а к е л я н Р. А., Н и с а н я н Г. Б., П е т р о с о в И. Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976, с. 21-31.
- А к у л ь ш и н а Е. П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. "Наука", Новосибирск, 1971.

- Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд-во АН АрмССР, 1949.
- Асланян А. Т. К истории происхождения Араратской котловины. ДАН АрмССР, т. XI, № 1, 1949, с. 29-34.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. "Айпетрат", Ереван, 1958.
- Асланян А. Т. Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР, разд. "Тектоника", "Недра", М., 1970, с. 367-396.
- Асратян В. П. Основные литолого-петрографические черты флишевых отложений Приереванского района. Сб. научн. тр. ЕрГУ, т.37, 1952, с. 61-76.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Беккер Ю. Р. Формации и стадийный характер развития геосинклиналей. В сб. "Геол. формации", Л., 1968, с. 107-109.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
- Белоусов А. Ф. Системный анализ в науках о Земле. "Геол. и геофиз.". № 9, 1979, с. 3-12.
- Беляев В. В. О составе и строении бобовин в связи с генезисом южнотиманских бокситов. "Литол. и полезн. ископ.", № 5, 1970, с. 58-70.
- Божко Н. А., Хаин В. Е. О методах теоретической геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 5, с. 146-148.
- Боровиков Л. М., Бурков Ю. В. Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза. В сб. "Генезис и классифик. осадочных пород", "Наука", М., 1968, с. 128-130.
- Ботвинкина Л. Н. Тектурный анализ и его роль при литологических исследованиях. В кн. "Состояние и задачи советской литологии", т. 1, "Наука", М., 1970, с. 179-189.
- Боуэн Р. Палеотемпературный анализ. "Недра", Л., 1969.
- Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. "Мир", М., 1965.
- Брек Д. Цеолитовые молекулярные сита. "Мир", 1967.
- Бронева В. А., Михайлов Б. М. К геохимии алюминия в зоне гипергенеза. 1. Растворы окислов и гидроокислов алюминия. "Литол. и полезн. ископ.", № 6, 1970, с. 3-26.
- Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. В сб. "Латериты", "Недра", М., 1964, с. 17-34.
- Вальяшхина Е. П. Термоаналитическое исследование железистых хлоритов. Минералог. сб. Львовск. ун-та, № 26, вып. 2, 1972, с. 171-185.
- Вардапетян Б. С. Туманянское (Дсехское) месторождение огнеупоров в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, № 2, 1964, с. 64-76.
- Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. "Парагенезис минералов" и "формация" в ряду образований различных уровней организации. Зап. Всес. минер. общ-ва, 101, № 3, 1972, с. 281-290.

- В а с с о е в и ч Н. Б. Осадочные формации (исторический понятийно-терминологический обзор). В кн. "Типы осадоч. формаций нефтегазоносных бассейнов. М., 1980, с. 287-296.
- В е г у н и А. Т. Об олигоцене южной Армении. Сб. научн. тр. Ер. политехн. ин-та, сер. геол., вып. 3, № 13, 1956, с. 11-18.
- В е р з и л и н Н. Н., М и р о н е н к о О. А. Особенности пространственного распределения глинистых минералов в меловых отложениях Ферганской межгорной впадины. Вестник ЛГУ, № 12, 1968, с. 69-79.
- В и к у л о в а М. Ф. Текстуры и структуры глинистых пород. В кн. "Структуры горных пород", т. 2, Госгеолиздат, 1948, с. 16-23.
- В и к у л о в а М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- В и к у л о в а М. Ф., Ф е о ф и л о в а А. П., З е м о в о й Н. Н. Фациальные типы глинистых пород. В сб. "Фациальные типы гл. пород", "Недра", Л., 1973, с. 191-249.
- В и н к л е р Р. Генезис метаморфических пород. "Мир", М., 1969.
- В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. "Геохимия", № 2, 1956, с. 3-19.
- В л о д а р с к а я В. Р., Н о с о в Г. И. К вопросу видовой устойчивости глинистых минералов в зоне катагенеза. ДАН СССР, 210, № 5, 1973, с. 1183-1187.
- В о р о н и н Ю. А., Е г а н о в Э. А. К построению формальных основ учения о формациях. В сб. "Геол. формации", Л., 1968, с. 38-41.
- В у л ь ч и н Е. И. К математическо-статической оценке данных о химическом составе глинистого вещества. Минералог. сб. Львовск. ун-та, № 20, вып. 1, 1966, с. 36-46.
- Г а б и н е т М. П. Глинистые минералы и катагенез флиша Украинских Карпат. Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1980, № 34/1, с. 59.
- Г а б р и е л я н А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1961, с. 6-22.
- Г а б р и е л я н А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Г а м к р е л и д з е П. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали. В сб. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые", "Наука", М., 1965, с. 146-152.
- Г а р р е л с Р., М а к к е н з и Ф. Эволюция осадочных пород. "Мир", 1974, с. 230.
- Г а в е е в И. Г., Т е н я к о в В. А. К геохимии алюминия в зоне энергичного гидrolитического разложения алюмосиликатов в корках выветривания. ДАН СССР, 196, № 6, 1971, с. 1434-1438.
- Г а с а н о в Т. А. Нижняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). Изд-во АН АзССР, Баку, 1967.
- Г а с а н о в Т. А. Средняя юра Азербайджана (Малый Кавказ). "Элм", Баку, 1973.

- Г а с п а р я н И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, т. XI, № 3, 1958, с. 47-55.
- Г и н з б у р г И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн. "Вопросы петрографии и минералогии", т. II, Изд-во АН СССР, М., 1953, с. 71-102.
- Г и н з б у р г И. И. Типы кор выветривания, формы их проявления и классификация. В сб. "Кора выветривания", вып. 6, Изд-во АН СССР, М., 1963, с. 71-102.
- Г л а д к о в с к и й А. К., У ш а т и н с к и й И. Н. Минеральный состав латеритных и осадочных бокситов. В сб. "Латериты", М., "Недра", 1964, с. 105-120.
- Глины и каолин. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1962.
- Г л у ш к о В. В., Д о р о ф е е в а А. К., К е й ф м а н Л. М. О минеральном составе и генезисе глинистых пород флиша и моласс Предкарпатья. ДАН УССР, № 9, 1977, с. 781-784.
- Г р и м Р. Минералогия глин. Изд-во ИЛ, 1956.
- Г р и м Р. Минералогия и практическое использование глин. "Мир", М., 1967.
- Г р и ф ф и т с Д. Научные методы исследования осадочных пород. "Мир", М., 1971.
- Г у л и е в Р. Г., Д ж а б р а и л о в М. Ш., З е й н а л о в М. Б., Ш и м а к о в В. Б. Условия размещения бокситовых образований северо-западной части Шаруро-Джувльфинского антиклинория (Малый Кавказ). ДАН СССР, № 1, т. 206, 1972, 163.
- Д а и д б е к о в а Ю. А. Глинисто-карбонатные породы мела Юго-восточного Кавказа и их петрографические особенности. Тр. АзНИИ по добыче нефти, вып. 16, 1966, с. 203-210.
- Д а и д б е к о в а Э. А., Х е и р о в М. Б., А р х а р о в а И. М., К у р б а н о в а М. Ф. О некоторых факторах, влияющих на изменение физических свойств пород-коллекторов при погружении на большие глубины (на примере Продуктивной толщи Азербайджана). Мат. 2-й Всес. конф. посвящ. 50-летию Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-ти. М., 1980, с. 140-145.
- Д е г е н с Э. Геохимия осадочных образований. "Мир", М., 1967.
- Д ж р б а ш я н Р. Т., Е л и с е е в а О. П., М н а ц а к а н я н А. Х., Ф а в о р с к а я М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. "Наука", М., 1968.
- Д и р А., Х а у и Р., З у с м а н Дж. Породообразующие минералы, т. 1-3, "Мир", 1966.
- Д м и т р и е в а Е. В., Е р ш о в а Г. И., О р е ш н и к о в а Е. И. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 1. Обломочные и глинистые породы. Госгеолтехиздат, М., 1962, с. 23-539.
- Д р а г у н о в В. И. Основные понятия учения о геологических формациях. В сб. "Геол. формации", Л., 1968, с. 21-27.
- Д р и ц В. А., П е т р о с о в И. Х. О хлорите и палыгорските в

- верхнетретичных глинах Приереванского района. Арм. отд. Всес. мин. общ-ва, вып. 2, 1963, с. 95-103.
- Д р и ц В. А., К о п о р у л и н В. И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду. "Литол. и полезн. ископ." № 5, 1973, с. 145-148.
- Д ь я к о н о в Ю. С. Рентгенографический количественный анализ смесей глинистых минералов. Минерал. сборник ВСЕГЕИ, вып. 45, 1961, с. 207-231.
- Д ь я к о н о в Ю. С. Рентгенографическое определение смешанно-слоистых иллит-монтмориллонитов. "Рентгеногр. мин. сырья", Воронеж, 1979, с. 32-41.
- Д э п л с Э. Поведение кремнезема в диагенезе. В кн. "Геохимия литогенеза". Изд-во ИЛ., М., 1963, с. 234-258.
- Д ю ф у р М. С. Системный подход и проблема выделения объектов и уровней организации в геологии. "Литология и палеогеография" (Ленинград), 1981, № 3, с. 11-32.
- Е р о щ е в - Ш а к В. Л., Н е с т е р е н к о И. Л. Формирование глинистых минералов в додевонских корах выветривания центральной части Русской платформы. Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., т. 42 (6), 1967, с. 136-137.
- З а б р о д и н В. Ю., К у л ы н д ы ш е в В. А., С о л о в ь е в В. А. Естественные тела и проблема объекта в геологии. В кн. "Методология и философские проблемы геологии", Новосибирск, 1979, с. 77-91.
- З а б р о д и н В. Ю. Геологические формации: терминологический анализ и тектонический аспект. В кн. "Структура геол. формаций". Владивосток, 1980, с. 42-49.
- З а й ц е в а Н. В. Галопелиты Старобинского месторождения калийных солей. "Наука и техника", Минск, 1979.
- З а к и р о в М. З., С а и д х о д ж а е в Ш. Г. Гипергенные процессы в монтмориллонитовых глинах Узбекистана. В сб. "Исслед. и использ. глин и глин. минералов", "Наука", Алма-Ата, 1970, с. 117-122.
- З а к и р о в М. З., С о к о л о в а М. Ф., М и р с а и д о в М. М. О палыгорскитовых глинах Ферганской впадины (Узбекской ССР). Узб. геол. журн., № 1, 1972, с. 41-49.
- З а р и ц к и й П. В., О р л о в О. М. Палыгорскит из карстовых полостей известняка среднего карбона Донецкого бассейна. ДАН СССР, 208, № 1, 1973, с. 196-200.
- З в я г и н Б. Б. Электронографическая и структурная кристаллография глинистых минералов. "Наука", М., 1964.
- З е л е н о в К. К., Т к а ч е н к о Р. И., К а н а к и н а М. А. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (остров Парамушир). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 141, 1965, с. 140-161.
- З х у с И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. "Наука", М., 1966.
- З х у с И. Д. Глинистые минералы различных климатических и геохимических зон на разных стадиях литогенеза. ДАН СССР, 238, № 2, 1978, с. 426-429.

- И в а н о в А. А. Некоторые особенности галогенного осадконакопления и задачи изучения галогенных формаций. В сб. "Состояние и задачи советской литологии", т. Ш, "Наука", М., 1970, с. 18-24.
- И в а н о в а В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. общ-ва, сер. 2, ч. 90, 1961.
- К а д и ц ы н Ю. В., Р у д н и к В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. "Недра", М., 1968.
- К а з а н с к и й Ю. П., К р о п а н и н а Л. С. Глинистые минералы в меловых отложениях юго-востока Западно-Сибирской низменности. В сб. "Материалы по геол. Зап-Сиб. низм.", № 1, Томск, 1960, с. 56-70.
- К а з а н с к и й Ю. П. О роли термальных вод в формировании осадочных кремнистых пород. В сб. "Сырьевая база кремнист. пород СССР", М., "Наука", 1974, с. 20-21.
- К а р п о в а Г. В. О некоторых случаях аутигенной гидрослюдизации в терригенных отложениях. ДАН СССР, 164, № 2, 1965, с. 422-426.
- К а р п о в а Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., "Недра", 1972.
- К а р п о в а Г. В., Т и м о ф е е в а З. В. Стадийные изменения глинистых пород и структурно-фациальная зональность ааленских отложений Северного Кавказа. ДАН СССР, 206, № 4, 1972, с. 955-959.
- К а р п о в а Г. В., Л о г в и н е н к о Н. В., О р л о в а Л. В., Б е л о ц е р к о в е ц Ю. И. Постдиагенетические изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса. "Литол. и полезн. ископ.", 1981, № 6, с. 70-81.
- К и р с а н о в Н. В. Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин. В сб. "Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве". "Недра", М., 1972, с. 56-64.
- К л у б о в а Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формирования порового пространства коллекторов. М., "Наука", 1965.
- К о б ц е в Б. М. Определение разновидностей триоктаэдрических хлоритов по кривым ДТА. Минерал. сб. Львовск. ун-та, 1982, № 36/2, с. 37-43.
- К о п е л и о в и ч А. В., К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1961, с. 18-32.
- К о п е л и о в и ч А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во АН СССР, 1965.
- К о с с о в с к а я А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63, "Наука", М., 1962.
- К о с с о в с к а я А. Г., Д р и ц В. А., С о к о л о в а Т. Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-

- климатических обстановках. Тр. ГИ АН СССР, вып. 221, 1971, с. 35-53.
- К о с с о в с к а я А. Г., Д и р и ц В. А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. В кн. "Кристаллохимия минералов и геологические проблемы", "Наука", М., 1975, с. 60-68.
- К о с с о в с к а я А. Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. "Литология и полезн. ископ.", М., № 2, 1975, с. 23-45.
- К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах. В сб. "Кристаллохимия минералов и геол. проблемы". М, "Наука", 1975, с. 19-34.
- К о с с о в с к а я А. Г., Ш у т о в В. Д., К а ц М. Я. Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов. В кн. "Природные цеолиты", М., 1980, с. 8-30.
- К о т е л ь н и к о в Д. Д. Зависимость морфологии частиц гидрослюды и каолинита от литологических особенностей и степени постседиментационных изменений древних осадочных пород морского происхождения. ДАН СССР, 160, № 2, 1965, с. 442-446.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Методологическое значение понятия о геологических формациях. В кн. "История и методол. естеств. наук", 1979, № 23, с. 39-47.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Системный подход в современной литологии. "Вопросы петрологии и металлогении Урала". Тез. докл. 4-ой Уральск. петрограф. конф., 1981, ч. 3. Свердловск, 1981, с. 3-5.
- К у к о в с к и й Е. Г. Превращение слоистых силикатов. "Наукова думка", Киев, 1973.
- К у р г и н я н Э. Н. Литолого-геохимические условия формирования октемберянской свиты в Араратской депрессии. Автореф. дис., Ереван, 1972.
- Л а з а р е н к о Е. К. Некоторые общие вопросы осадочного минералообразования. В сб. "Вопр. минералогии осадочн. образований", кн. 8, Львов, 1970, с. 3-11.
- Л е в е н Э. Я. О бокситах в Нахичеванском АССР и их возрасте. Изв. высш. уч. завед. Геология и разв., № 12, 1973, с. 172-174.
- Л е й е Я. Б. Спорово-пыльцевой комплекс сарматских отложений долины р. Раздан. Изв. АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 5, 1959, с. 75-81.
- Л е о н т ь е в Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (4), 1949, с. 3-37.
- Л и с и ц ы н А. П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. В кн. "Литология на нов. этапе развития геологических знаний", М., 1981, с. 20-45.
- Л о г в и н е н к о Н. В. О некоторых особенностях метагенеза терригенных пород геосинклиналей. "Литология и полезные ископ.", № 3, 1965, с. 70-78.

- Л о г в и н е н к о Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. "Наука", 1968.
- Л о м о в а О. С. Пальгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. Тр. геол. Ин-та АН СССР, 1979, № 336.
- Л у к а ш е в В. К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. "Наука и техника", Минск, 1972.
- М а д а т о в Э. Х. Глинисто-кремнистые породы верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Азерб. ин-та по добыче нефти, вып. 21, 1968, с. 127-143.
- М а з а н о в Д. Д., С е и д о в А. Г. Литолого-минералогическая характеристика глинистых сланцев юры южного склона Большого Кавказа (Белоканчай и Елису). ДАН АзССР, 19, № 3, 1963, с. 47-51.
- М а з а н о в Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. "Наука", Баку, 1969.
- М а к е д о н о в А. В. Конкреции глинистых пород. В сб. "Фациальн. типы глинистых пород", Л., "Недра", 1973, с. 96-132.
- М а л е е в Е. Ф. Условия накопления вулканогенно-терригенного материала. В сб. "Вулканогенно-осадочн. формации и полезн. ископаемые", "Наука", М., 1965, с. 55-62.
- М а н д а л я н Р. А., П е т р о с о в И. Х., Ц а м е р я н П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР. ДАН СССР, 41, № 3, 1965, с. 171-176.
- М а н д а л я н Р. А. Верхняя юра-нижний неокон. В кн. "Литология Армянской ССР", Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 117-162.
- М а р а к у ш е в А. А., Я к о в л е в а Е. Б. О происхождении перлитов. Вестник МГУ, сер. 4, № 1, 1980, с. 3-18.
- Математические методы геохимических исследований. "Наука", М., 1966.
- М а ч а б е л и Г. А., С м и р н о в Г. М., Ш у б л а д з е Р. Л. Минералогические типы и генетические особенности огнеупорных пород Туманянского месторождения. "Геологический сборник", № 1, М., 1959, с. 95-105.
- М а ч а б е л и Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом. "Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископ.", "Наука", М., 1965, с. 133-145.
- М е р а б и ш в и л и М. С. Сравнительное изучение бентонитов основных месторождений Кавказа и Средней Азии", Тр. КИМСа, вып. 11(4), Тбилиси, 1960, с. 139-171.
- Методы изучения осадочных пород. Госгеолиздат, т. 1-П, 1957.
- М е х т и е в Ш. Ф., П е й в е А. В. Сопоставление по тектонике альпийской геосинклинальной складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1955, с. 156.
- М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- М и л л о Ж. Геология глин. "Недра", М., 1968.
- М и л ь н е р Г. Б. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, т. 1-2. 1968.

- М и х а й п о в Б. М. Элювиальные глины и фациальный анализ кор выветривания Западного Казахстана. В сб. "Исслед. и использ. глин и глинист. минералов", "Наука", Алма-Ата, 1970, с. 156-166.
- М и х а й п о в А. С. Цеолитовые породы Закавказья. "Советская геология", № 9, 1975, с. 70-79.
- М и х а й п о в А. С. Морденитовые породы южного борта Куринской депрессии. "Литология и полезн. ископ.", № 5, 1975, с. 151-156.
- М и я к и Я. Основы геохимии. "Недра", Л., 1969.
- М н а ц а к а н я н А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанные с ними минералообразования. Автореф. дис., Ереван, 1964.
- М о в с е с я н М. А., П е т р о с о в И. Х. Некоторые вопросы минералогии и палеогеографии соленосной толщи Приереванского района. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XV, № 6, 1962, с. 15-24.
- М у р а в ь е в В. И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау. "Литол. и полезн. ископ.", № 2, 1964, с. 80-106.
- М у р а в ь е в В. И., В а л ы н ь А. Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 221, 1971, с. 121-127.
- М у р а т о в М. В., Ц е й с л е р В. М. Осадочные и вулканические формации складчатых геосинклинальных поясов. БМОИП, отд. геол., т. X Ш (5), 1968, с. 5-23.
- М х и т а р я н Р. Г. Закономерности распределения политипной модификации серицитов в околорудных породах главнейших колчеданных месторождений Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1972, с. 10-14.
- М ю л л е р Г. Диагенез и катагенез глинистых осадков. В сб. "Диагенез и катагенез осадочн. образований", "Мир", 1971, с. 122-164.
- Н а б о к о С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, М., 1963, с. 172.
- Н а б о к о С. И. Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем. В кн. "Природные цеолиты", М., 1980, с. 38-53.
- Н а к о в н и к Н. М. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. "Недра", М., 1968.
- Н и к и т и н а А. П. Древняя латеритная кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы. В сб. "Латериты", "Недра", М., 1964, с. 69-89.
- Н и с а н я н Г. Б., П е т р о с о в И. Х. Минералогический состав и условия образования глинистых сланцев палеозоя юго-западной части Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963, с. 88-95.
- О б у э н Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. "Мир", 1967.
- О к а м о т о Г. и др. Свойства кремнезема в воде. В кн. "Геохимия литогенеза", Изд-во ИЛ, М., 1963, с. 196-210.

- П а ф ф е н г о л ь ц К. Н. Геология Армении. Изд-во АН АрмССР, 1948.
- П а ф ф е н г о л ь ц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, 1960.
- П а ш а л ы Н. В., А к а е в а В. П., А л и з а д е Х. А., Г а д и е в а Т. М. Особенности формирования вулканогенно-осадочных пород Азербайджана в связи с их тектонической и стратиграфической приуроченностью. В кн. "Пробл. вулк.-осад. литогенеза", М., "Наука", 1974, с. 39-46.
- П е й в е А. В., С и н и ц ы н В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950, с. 28-53.
- П е р е л ь м а н А. И. Геохимия ландшафтов. Географгиз, 1961.
- П е р е л ь м а н А. И. Геохимия эпигенетических процессов. "Недра", М., 1968.
- П е т р о в В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. ИГН АН СССР, вып. 95, сер. петрогр., № 29, 1948.
- П е т р о в В. П. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. Материалы по геол., минерал., и использ. глин в СССР. Докл. на межд. совещании по глинам в Брюсселе. Изд-во АН СССР, 1958, с. 12-18.
- П е т р о в В. П. Глина как полезное ископаемое. В сб. "Глины, их минералогия, свойства и практ. значение", "Наука", 1970, с. 207-213.
- П е т р о с о в И. Х. Некоторые результаты изучения вещественного состава глин верхнетретичных отложений Октемберянского района. Зап. Арм. отд. Всес. минер. общ-ва, вып. 1, 1959, с. 159-163.
- П е т р о с о в И. Х. Условия образования глинистых минералов песчано-глинистых толщ Приереванского района в связи с их нефтегазоносностью. Тезисы докл. на Первой конференции молодых научн. сотр. геологич. институтов Средней Азии и Закавказья, Ашхабад, 1961, с. 13-14.
- П е т р о с о в И. Х. Ассоциации глинистых минералов в верхнетретичных отложениях Приереванского района Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. 38, № 3, 1963, с. 165-170.
- П е т р о с о в И. Х. Генезис глинистых минералов в олигоцен-миоценовых осадочных толщах Приереванского района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4-5, 1963, с. 27-39.
- П е т р о с о в И. Х. Некоторые особенности влияния вулканизма на вещественный состав олигоцен-миоценовых глин Приереванского района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 19, № 4, 1966, с. 11-17.
- П е т р о с о в И. Х., М х и т а р я н Р. Г. О возможности установления исходного вещества бентонитовых глин методом электронной микроскопии. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. 21, № 1-2, 1968, с. 175-178.

- Петросов И. Х., Цамерян П. П., Чолахян Л. С. Петрография и минералогия бентонитовых глин Саригюхского месторождения. Научн. тр. НИ горнометаллург. ин-та, вып. 8, Ереван, 1969, с. 501-521.
- Петросов И. Х. Сравнительная характеристика условий образования гидротермальных и диагенетических бентонитовых глин на примере Саригюхского и Ноемберянского месторождений Армянской ССР. В сб. "Исслед. и использ. глин и глинист. минералов", "Наука", Алма-Ата, 1970, с. 110-117.
- Петросов И. Х., Цамерян П. П. Вещественный состав и условия образования бентонитовых глин Саригюхского и Ноемберянского месторождений. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1971, с. 135.
- Петросов И. Х. О разработке природных генетических моделей глинообразования для крупных структурно-формационных зон. Тезисы X пленума по глинам, Тюмень, 1973, с. 91-92.
- Петросов И. Х. Глинистые породы в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях территории Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, "Литология Армянской ССР", 1974, с. 98.
- Петросов И. Х., Нисанян Г. Б. Глинистые породы терригенно-карбонатной угленосной формации Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1975, с. 13-23.
- Петросов И. Х. О природных моделях глинообразования и принципе их воссоздания на примере глинистых пород в формациях фанерозоя Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки и Земле, 1977, № 4-5, с. 134-141.
- Петросов И. Х. Генетическая классификация глинистых пород и минералов на примере осадочных и вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5, с. 46-52.
- Петросов И. Х. Пирофиллит, парагонит и сопутствующие минералы как индикаторы постседиментационных изменений в палеозойских отложениях Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5, с. 44-55.
- Половинкина Ю. И. О понятии формации и формационного анализа в геологии. В сб. "Геол. формации", Л., 1968, с. 9-11.
- Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, т. 1-П, 1940.
- Райтбурд Ц. М., Царева А. М. К вопросу о распределении глинистых минералов по фракциям в осадочных породах. "Литология и полезн. ископ.", № 2, 1965, с. 172-174.
- Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних водоемах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 112, 1964.
- Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 195, 1968, с. 209-242.

- Р а т е е в М. А. Особенности формирования бентонитовых глин гидротермального, вулканогенно-осадочного и осадочного (терригенного) типов. В кн. "Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве. "Недра", М., 1972, с. 56-64.
- Р а т е е в М. А. Особенности глинообразования при гидротермальных изменениях вулканогенных пород в различных геосинклинальных зонах. "Литол. и полезн. иск.", 1979, № 5, с. 46-69.
- Р а т е е в М. А., В о з н е с е н с к а я Т. А., Г р а д у с о в Б. П. Глинообразование в раннегеосинклинальном Сакмарском бассейне палеозоя Южного Урала. "Литол. и полезн. ископ.", 1980, № 6, с. 101-115.
- Р е н г а р т е н В. П. Тектоника Армянской зоны. "Геология СССР. Закавказье", М.-Л., 1941.
- Р о н о в А. Б., Г и р и н Ю. П., К о з а к о в Г. А., И л ю х и н М. Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. "Геохимия", № 8, 1965, с. 961-976.
- Р о с с К. С., С м и т Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В сб. "Проблемы палеовулканизма". Изд-во ИЛ, М., 1963, с. 371-478.
- Р у с ь к о Ю. А. Микроморфология каолинита различной степени кристалличности. Мин. сб. Львовск. ун-та, 1970, 4, № 2, с. 400-407.
- С а р к и с я н О. А. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклинория и условия их формирования. В сб. "Вулканогенно-осад. формации и полезн. ископ.", "Наука", М., 1965, с. 175-187.
- С а д о я н А. А. Палеоцен-олигоцен. В кн. "Литоология АрмССР", Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 316 и др.
- С а р к и с я н С. Г., А с р а т я н В. П., Г а с п а р я н И. Г. Особенности образования палеогеновых вулканогенно-осадочных отложений Еревано-Ордубадского синклинория. В сб. "Вулканогенно-осадочн. формации и полезн. ископаемые", "Наука", М., 1965, с. 159-165.
- С а р к и с я н С. Г., А с р а т я н В. П., С а д о я н А. А. О шаровидных эллипсоидальных и матрацевидных конкрециях шор-ахбюрской свиты (нижнего-среднего олигоцена). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1966, с. 12-20.
- С а т и а н М. А., С т е п а н я н Ж. О., Ч о л а х я н Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. 43, № 3, 1968, с. 90-98.
- С а т и а н М. А. Альб-палеоцен. Геология Армянской ССР, т. У, "Литоология". Изд-во АН АрмССР, 1974, с. 163.
- С е и д о в А. А. Литолого-минералогическое изучение глин майкопской свиты Прикаспийской нефтеносной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1959, с. 85.
- С е и д о в А. Г., А л и з а д е Х. А. Минералогия и условия образования бентонитовых глин Азербайджана. "Элм", Баку, 1970, с. 190.

- С е и д о в А. Г., К о т е л ь н и к о в Д. Д. Закономерности изменения глинистых минералов в зависимости от геотектонических условий осадконакопления. Изв. АН АзССР, Науки о Земле, № 3-4, 1970, с. 146-151.
- С е н д е р о в Э. Э., Х и т а р о в Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. "Наука", М., 1970.
- С и н и ц ы н В. М. Введение в палеоклиматологию. "Недра", Л., 1967.
- С т р а х о в Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 и 8, 1956, с. 3-22.
- С т р а х о в Н. М., Л о г в и н е н к о Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. ДАН СССР, т. 125, № 2, 1959, с. 389-392.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. т. 1-3. Изд-во АН СССР, 1962.
- С т а щ у к М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в литологии. В сб. "Физ. и хим. процессы и фации", "Наука", М., 1968, с. 90-99.
- С у л т а н о в А. Д., С е и д о в А. Г. Глины мезо-кайнозойских отложений Азербайджана. Изв. АН АзССР, сер. геол.-геогр. науки нефти, № 1, 1962, с. 25-42.
- С у л т а н о в А. Д. Литология акчагыльских отложений Азербайджана. "Эпм", 1979.
- Т а ж и б а е в а П. Т., Э й р и ш М. В., С о б о л е в а Е. И., Б а у к о Р. С., П о л к а н о в а Е. В., К л е н о в с к и й В. З. Исследование глинистых минералов гидрохлоритовой стадии выветривания основных и ультраосновных пород Златогорского массива. В сб. "Глины, их минералогия, свойства и практ. значение", "Наука", М., 1970, с. 72-81.
- Т е о д о р о в и ч Г. М. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Т е о д о р о в и ч Г. И., К о т е л ь н и к о в Д. Д., А к а е в а В. П. О генезисе бентонитов и смешанно-слоистых образований в отложениях Малого Кавказа. "Литология и полезн. ископаемые", № 4, 1969, с. 71-85.
- Т и м о ф е е в П. П., Ш е р б а к о в А. В. Проблема энергетики осадочного процесса. "Литология и полезн. ископ.", 1979, № 1, с. 3-23.
- Т и м о ф е е в П. П. Формация - генетически обусловленное геологическое тело. "Литология и полезн. ископ.", 1981, № 3, с. 3-10.
- Т и м о ф е е в П. П., Х о л о д о в В. Н., К о с с о в с к а я А. Г., Д р и ц В. А., В и н о г р а д о в В. И. Эволюция процессов осадконакопления и породообразования на континентах и в океанах. "Эволюция осадочн. процесса на континентах и океанах". Тез. докл. 12-го Всес. литол. совещ., Новосибирск, 1981, с. 74-76.
- Т и х о м и р о в В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 123, сер. геол., № 44, 1950, с. 4-192.
- Т и х о м и р о в Н. Я. Кластогенные и аутигенные неглинистые

- минералы глинистых пород. В сб. "Фациальные типы гл. пород", Л., "Недра", 1973, с. 84-95.
- У и в е р Ч. Е. Эффект и геологическое значение фиксации калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканического материала. В кн. "Вопросы минералогии глин", Изд-во ИЛ, М., 1962, с. 369-400.
- У и в е р Ч. Е. Петрология глинистых отложений. В кн. "Вопросы минералогии глин", Изд-во ИЛ, 1962, с. 403-458.
- У и в е р Ч. Е. Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их определение в осадочных породах. В кн. "Вопросы минералогии глин." Изд-во ИЛ, 1962, с. 342-368.
- У ш а т и н с к и й И. Н., Б а б и ц ы н П. К., Б а ч у р и н А. К. Селадонит в осадочных породах Западной Сибири и вопросы классификации и состава глауконитовых минералов. Тр. Зап.-Сиб. НИИ геолого-развед. нефти, вып. 35, 1970, с. 210-214.
- Ф и в е г М. П. О некоторых особенностях палеогеографии эпох соленакпления. В кн. "Состояние и задачи советской литологии", т. Ш, М., "Наука", 1970, с. 24-32.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В. А., К о т о в Н. В., Г о й - л о Э. А. Гидротермальный синтез смешанно-слоистых образований в системах каолинит-хлориды К, Са под давлением. В кн. "Глины, их минералогия, свойства и практич. применение". "Наука", М., 1970, с. 39-50.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В. А., К о т о в Н. В., Г о й - л о Э. А. Изменение структуры глинистых минералов в различных термодинамических условиях. В сб. "Рентгеногр. минер. сырья", № 7, "Недра", М., 1970, с. 166-174.
- Ф р о л о в В. Т., Ф р о л о в а Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала. В сб. "Вулканогенно-осадочн. формации и полезн. ископаемые", М., "Наука", 1965, с. 93-110.
- Х а и н В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. "Сов. геол.", № 39, 1949, с. 29-50.
- Х а и н В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонического исследования. БМОИП, отд. геол., № 2, 1959, с. 3-17.
- Х а к и м о в А. Х. Некоторые особенности минералогии и генезиса агатовых тел Иджеванского района Армении. Изв. вузов, "Геол. и разведка", № 7, 1965, с. 45-56.
- Х а л и ф а - З а д е Ч. М., А х у н д о в Ю. А. Минералогия и генезис глинистых пород средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Научн. тр. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр. н., № 5, 1979, с. 11-14.
- Х в о р о в а И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.
- Х в о р о в а И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. В сб. "Вулканогенно-осадочные формации и полезн. ископаемые", "Наука", М., 1965, с. 44-45.
- Х е и р о в М. Б. Сопоставление глинистых минералов красноцветной толщи Западной Туркмении и Продуктивной толщи Азербайджана. ДАН АзССР, 1977, 33, № 5, с. 43-47.

- Хеиров М. Б., Даидбекова Э. А., Набиев Г. И. Глинистые минералы и прогнозирование продуктивных горизонтов. "Азерб. нефт. х-во", 1980, № 7, с. 12-14.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). БМОИП, отд. геол., т. XXUP, вып. 5, 1952, с. 31-53.
- Хитаров Н. И., Хундадзе А. Г., Сендеров Э. Э., Шибаяева Н. П. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов. "Геохимия", № 6, 1970, с. 678-692.
- Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Элизонный катагенез. "Литол. и полезн. ископ.", 1982, № 5, с. 15-32.
- Цейслер В. М. Взаимоотношение геосинклинальных и платформенных формаций. БМОИП, отд. геол., 1971, 46, № 5, с. 144.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Чухров Ф. В. Некоторые вопросы современной минералогии глин. В кн. "Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве", "Недра", М., 1972, с. 8-17.
- Чухров Ф. В. Новое в минералогии слоистых силикатов. "Сов. геология", № 11, 1972, с. 50-62.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных пород и формаций. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1960, с. 3-23.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1959.
- Шишкина О. В. Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. В кн. "К познанию диагенеза осадков", М., 1959, с. 29-51.
- Шитов В. А., Звягин Б. Б. Об относительной устойчивости политипных модификаций слюдоподобных минералов. "Кристаллография", 17, № 6, 1972, с. 1162-1165.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, Баку, 1966.
- Шуменко С. И., Шевченко А. Я., Супрычев В. А. Электронно-микроскопическое изучение цеолитов из осадочных и вулканогенно-осадочных пород. "Литология и полезн. ископ.", № 3, 1978, с. 104-118.
- Шутов В. Д., Александрова В. А., Лосиевская С. А. Генетическая интерпретация полиморфных модификаций минералов каолининовой группы. Тр. П совещ. по физическим методам исслед., "Наука", М., 1966, с. 109-123.
- Шутов В. Д., Дриц В. А., Сахаров В. А. Динамика преобразования монтмориллонита в гидрослюду при региональном эпигенезе. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 221, 1971, с. 54-61.
- Шутов В. Д. Классификация терригенных пород и граувакк. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 238, 1972, с. 187-226.
- Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. "Наука", М., 1975.
- Шербина В. В. Основы геохимии. "Недра", М., 1972.
- Эймс Л. Л., Санд Л. Б. Бентонитовое месторождение Гектор. Калифорния. В кн. "Вопросы минералогии глин", Изд-во ИЛ, М., 1962, с. 212-234.

- Я н ш и н А. Л., К а з а н с к и й Ю. П., Н и к о л а е в а И. В.  
Проблемы эволюции осадочного процесса. "Эволюция осадочного  
процесса на континентах и океанах". Тез. докл. 12-го Всес. литол.  
совещ., Новосибирск, 1981, с. 88-91.
- Я п а с к у р т О. В. О взаимоотношениях катагенеза и начального  
метаморфизма. "Вестник МГУ. Геол.", 1981, № 5, с. 33-38.
- Я с а м а н о в Н. А. Глобальные климаты мезозоя и кайнозоя. "Эво-  
люция осадочн. процесса на континентах и океанах". Тез. докл. 12-  
-го Всес. литол. совещ., Новосибирск, 1981, с. 183-185.
- A n t o n O. Presence of illit minerals in the hydrothermal alteration products  
in the Carnie zone. "Rev. roum. geophys et geogr." Ser. geol., 14, NI,  
1970, 35-43.
- A o y a g i K., K o z o m a T. Transformational changes of clay minerals, ze-  
olites and silica minerals during diagenesis. "Sedimentology", 1980, 179-  
188.
- A p r i l R. H. Clay petrology of the Upper Triassic (Lower Jurassic terrestrial  
strata of the Newark Supergroup Connecticut Valley, U. S. A. "Sediment.  
Geol.", 1981, 29, N4, 283-307.
- B a i l e y S. W. Chlorites. "Soil Compon.", V. 2. Inogr. Compon; Berlin, 1975,  
191-263.
- B a i l e y S. W. Summary of recommendations of ALPEA nomenclatura committee.  
"Clay Sci.," 1979, 5, N4, 209-220.
- B a r d o s s y G y. The relation of the kaolinite clay deposits of the Bakony  
mountains to the deposits of bauxite. "Acta geol. Acad. scient.", Hung., 6,  
N3-4, 1962, 333-340.
- B a r r e r R., B a y n h a m S., B u l t i t u d e S., M e i r W. Hydrothermal che-  
mistry of silicates. "Chem. Soc.", January, 1959, 195-208.
- B r i n d l e y G. W. Varieties of order and disorder in layer silicates. "Bull.  
miner.", 1980, 103, N3-4, 395-403.
- B r o w n G. Significance of recent structure determinations of layer silicates  
for clay studies. "Clay Minerals", 6, N 2, 1965, 73-82.
- B r o w n G., W e i r A. H. The identity of rectorite and allevardite. Internat.  
Clay Conf. Stockholm, 1963, vol. I. Oxford-London-New York-Paris. "Per-  
gamon Press", 1963, 27-35.
- C a i l l e r e S., H e n i n S. Mineralogie des argiles. Paris, "Masson", 1963,  
35.
- C a r r i g y M. A., M e l l o n G. B. Autigenic Clay Mineral Cretaceous and  
Tertiary Sandstones of Alberta (Canada). "J. Sed. Petr.", vol. 34, N 3,  
1964, 461-472.
- C a r r o l l e D., S t a r k e y H. Reactivity of clay minerals with acids and  
alkalies. "Clays and clay miner.", 19, N 5, 1971, 321-333.
- C l o k e P. The geochemical application of Eh-pH diagrams. "J. Geol. Edit.",  
N 4, 1966, 140-148.
- C o l e m a n N. T. Decomposition of clays and the sate of aluminium. Abstract.  
Geol. Soc. America Spec. Papers", N 168, 1962, 154.
- C o u c h E. Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data.  
„Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol." 55, N 10, 1971, 1829-1837.

- Cupta G. C., Malik W. U. Chloritization of montmorillonite by its coprecipitation with magnesium hydroxide. "Clay and Clay Miner.", 17, N6, 1969, 331-338.
- Curtis C. D., Spears D. A. Diagenetic development of kaolinite. "Clay and Clay miner.", 19, N4, 1971, 219-227.
- Dibble W. E., Tiller W. A. Kinetic model of zeolite paragenesis in tuffaceous sediments. "Clay and Clay Miner.", 1981, 29, N5, 323-330.
- Gammerman N., Gal Jean-Claude. Quelques aspects de la diagenese des gres: les argiles autigenes "6<sup>eme</sup> Reun. annu sci Terre, Orsay, 1978", Paris, 1978, 177.
- Garrels R., Mackenzie T. Sedimentary rock types relative proportions as a function of geological time. "Science", 163, N3867, 1969, 570-571.
- Gaudette H. E., Eades I. L., Grim C.E. The Nature of illite. "Clays and Clay Min.", vol. 13, "Pergamon Press", 1966, 38-48.
- Given N., Hower Wayne F., Davies David K. Nature of autigenic illites in Sandstone reservoirs. "J. Sediment. Petrol", 50, N3, 1980, 761-766.
- Gluskoter I. Clay minerals in Illinois coals. "J. Sediment. Petrol.", 37, N1, 1967, 205-214.
- Grasselly Gy., Agocs M. Remarks on the thermal investigation of sedimentary rocks containing organic material. "Acta mineral.-petrogr.", 20, N1, 1971, 71-84.
- Grim R. E., Loughan F. C. Clay minerals in sediments from Sydney Harbour, Australia. "J. Sediment. Petrol.", 32, N2, 1962, 240-248.
- Gruner J. W. Conditions for the formation of paragonit. "Am. Mineral.", 27, 1942, 131.
- Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. "Geol. Soc. "America Spec. Paper", N85, 1966, 130.
- Hayes J. B. Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. "Clay and clay Miner.", 18, N5, 1970, 285-360.
- Henderson G. V., Bradley W. F. Rectorite and the rectorite-like layer structures. "Clays and clay Miner.", 18, N2, 1970, 115-119.
- Henderson J. H., Jackson M. L., Syers J. K., Clayton R. N., Rex R. W. Cristobalite authigenic origin in relation to montmorillonite and quartz origin in bentonites. "Clays and clay miner.", 19, N4, 1971, 229-238.
- Henin S., Chaussidon J., Calvet R. Surface, forme et croissance des mineraux des argiles. "Bull. argiles", 21, N1, 1969, 31-45.
- Joder H. S., Eugster J. P. Synthetic and natural muscovites. "Geochim. et Cosmochim. Acta", vol. 8, N5-6, 1955, 225-280.
- Jijima A., Diagenetic alteration of some acidic tuffs in the kushiro coal basin. Clinoptilolite-montmorillonite-cristobalite relation. Japan. "J. Geol. and Geogr.", 32, N3-4, 1961, 507-522.
- Jijima A., Harada K. Authigenic zeolitic palagonite tuffs on Oahu, Hawaii. "Amer. Mineralogist", 54, N1-2, 1969, 182-197.
- Jijima A. Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. "Pure and Appl. Chem.", 52, N9, 1980, 2115-2130.

- J e a n s C. V. The neof ormation of clay minerals in brackish and marine environments. "Clay and Clay miner.", 9, N2, 1971, 209-217.
- J o h n s W. D. Clays. "Geotimes", 1982, 27, N2, 23.
- J o n n a s E. Mineralogy of the micaceous clay minerals. "21-st Internat. Geol. Congr., 1960". Part 24, Copenhagen, 1961, 7-16.
- K e l l e r W. D. Flint clay and a flint-clay facies. "Acta Univ. carol. Geol.", N1-2, 1968, 151-174.
- K e l l e r W. D. Environmental aspects of clay minerals. "J. Sediment. Petrol.", 40, 1970, 788-813.
- K e r r P. F. Hydrothermal alteration and weathering. "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper", 1955, 525-543.
- K i m b a r a K., S u d o T. Chlorite clay minerals in tuffaceous sandstones of the Miocene Green Tuff. Formation Jamata district, Jshikawa Pretecture, Japan. "Japan. Assoc. Mineral. Petrol and Econ. Geol.", v. 68, N8, 1973, 246-258.
- K r a u s k o p f K. B. Separation of manganes from iron in sedimentary processes. Geochim et Cosmochim. Acta", N1-2, 1957, 61-64.
- K u l b i c k i G., M i l l o t G. Diagenesis of clays in sedimentary and petroliferous series. "Clay and clay minerals". Oxford-London-New York-Paris, "Pergamon Press". 1963, 329-330.
- L i e b i n g R. S., S c h e r p H. S. Chlorite and mica as indicators of provenance. "Clay and Clay Miner.", 1980, 28, N3, 230-232.
- L u c a s J., A t m a n D. Mineralogical and geochemical study of clay mineral transformations in the sedimentary Triassic, Jura Basin (France). "Clays and Clay Minerals". 16, N5, 1968, 365-372.
- M a c E w a n D. M. C., R u i z - A m i l A. Interstratified clay minerals. "Soil compon.", vol. 2, Inorg. Compon, Berlin e. a., 1975, 265-334.
- M a c k e n z i e R. C. The Differential Thermal investigation of Clays. London, 1957.
- M i l l o t G., Silicifications et neof ormations argileuses: problebes de genese. Colloq. internat. centre nat. rech., N505, 1962, 173-176.
- M i l l o t G., L u c a s J., P a q u e t H. Evolution geochique par devradation et agradation des mineraux dans l'hydrosphere. "Geol. Rundschau", 55, N1, 1966, 77-82.
- M u m p t o n F. World wide deposits and utilisation of natural zeolites. "Indus. Minerals", 73, 1973, 30-36.
- M u r r a y H. H., S a y y a b Q. S. Clay mineral studies of recent marine sediments of the North Carolina coast. Proccedings of the Third Nat. Confer. on clay and clay minerals. Washington, 1955, 430-431.
- N e w m a n A. C., B r o w n G. Chemical changes during the alteration of micas. "Clay and Clay minerals", N4, 6, 1966, 297-310.
- O e r t o l G., C u r t i s C. D. Clay-ironstone concretjon preserving fabries due to progressive compaction. "Bull. Geol. Soc. Amer.", 83, N9, 1973, 2597-2605.
- P e r h a m W. E. Lateral clay mineral variations in certain Pennsylvanian

- under-clays. "Clays and Clay Minerals" "Pergamon Press", 1964, 142.
- Phillips W., Revelle Q. Differential thermal study of the chlorites. "Mineral Mag.", 33, N260, 1963, 404-414.
- Pierce J. W., Siegel F. R. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. "J. Sediment. Petrol.", 39, N1, 1969, 187-193.
- Piper David I. W. Turbidite origin of some laminated mudstones. "Geol. Mag.", 109, N2, 1972, 115-126.
- Rees L. V. The structure of zeolites. "Nature", 286, N5770, 1980, 204-265.
- Reesman Q. L., Klier W. D. Chemical composition of illite. "J. Sediment. Petrol.", 37, N2, 1967, 392-396.
- Reynolds R. G. Clay mineral formation in an alpina environment. "Clays clay clay miner.", 13, N6, 1971, 361-374.
- Robert M., Veneay G. Stabilite des minerayx phtlliteyx 2:1 en conditions acides. Role de la compasition octaedrique. "Int. Clay Conf., 1978. Proc. 6 Int. Conf., Oxford, 1978". Amsterdam e. a., 1979, 385-394.
- Rozenfeld J. J. Paragonite in the Schist of Glebe Mountain, Southern Vermont. "Amer. Min.", vol. 41, N1-2, 1956, 144-148.
- Sayles F. L. The composition and diagenesis of interstitial solutions. "Geochim. acta", v. 43, N4, 1979, 527-547.
- Schreyer V. Whiteschist: A high pressure rock and its geologie significance. "J. Geol.", vol. 81, N6, 1973, 735-739.
- Shaw D. B., Weaver C. E. The mineralogical composition of Shales. "J. Sediment. Petrol.", 35, N1, 1965, 213-222.
- Shaw H. F. Minerology and petrology of the argillaceous sedimentary rocks of the U. K. "Quart. J. Eng. Geol.", 1981, 14, N4, 277-290.
- Shelton J. W. Authigenic Kaolinite in Sandstones". "J. Sed. Petr." vol. 34, N1, 1964, 102-111.
- Sheppard R. A., Tampton T. A. Zeolites from sedimentary rocks. "Clay and clay Miner.", 1981, N5, 29.
- Skolnick H. The quartzite problem. "J. Sediment. Petrol.", 35, N1, 1965, 12-21.
- Smith J. W., Joder H. S. Experimental and Theoretical Studies of the Mica Polymorfism. "Min. Mag.", vol. 31, 1956, N234, 209-235.
- Spears D. A. Towards a classification of shales. "J. Geol. Soc.", 1980, 137, N2, 125-129.
- Spears D. A. The recognition of volcanic clays and the significance of heavy minerals. "Clay Miner.", 1982, 17, N3, 373-375.
- Sudo T., Shimoda S., Nishigaki S., Aoki M. Energy changes in dehydration proceses of clay minerals. "Clay Minerals", 7, N1, 1967, 33-42.
- Sudo I., Shimoda S. Interstratified clay minerals—mosle of occurrence and origin. "Miner. Sci. and Eng.", 9, N1, 1977, 3-24.
- Sudo I. Stadies of clay minerals in sediments. "Int. Clay Conf. Proc. 6 Int. Conf., Oxford, 1978", Amsterdam e. a., 1979, 241-249.
- Sutherland H. H., MacEwan D. M. Swelling chlorite mineral. "Clays and Clay Minerals", vol. 9, Oxford-London-New York-Paris, "Pergamon

- Press", 1962, 451-458.
- Tank R. W. Clay minerals of the Green River Formation (Eocene) of Wyoming. "Clay and Clay Miner.", 9, N3, 1972, 297-308.
- Tomita K., Sudo T. Transformation of Sericite into an interstratified mineral. "Clay and Clay Miner.", 19, N4, 1971, 263-270.
- Velde B., Hower J. Petrological significance of illite polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks. "Amer. Mineralogist", N11-12, 1963, 1239-1254.
- Velde B. Origin et evolution des mineraux argileux essal d'etude experimentale. Structure et dynam. lithosphere. Paris, 1972, 327-368.
- Vergo N., April R. H. Interstratified clay minerals in contact aureoles, West Rock, Connecticut. "Clay and Clay Miner.", 1982, 30, N3, 237-240.
- Visser S. A., Theisen A. A., Mehlich A. Longterm influence of decomposing organic matter on various clay minerals. "Soil. Sci.", 100, N4, 1965, 232-237.
- Von Randen H. V., Rahden M. J. E. Some aspects of the identification and characterization of 14A Chlorites. "Miner. Sci. and Eng.", N4, N3, 1972, 43-54.
- Weaver Ch., Beck Kevin C., Pollard Ch. Clay water diagenesis during burial: how mud becomes gneiss. "Geol. Soc. 'mer. Spec. Paper", N134, 1971, 96.
- Weaver Ch., Pollard L. D. The chemistry of clay minerals. (Develop. Sedimentol. N15). Amsterdam, e. a., Elsevier Sci. Publ. Co., 1973, 213.
- Wedepohl K. N. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. "Phys. and Chem. Earth", vol. 8, Oxford, e.a., 1971, 305-333.
- Wilson M. J., Cradwick P. D. Occurrence of interstratified kaolinite-montmorillonite in some Scottish soils. "Clay and Clay miner.", 9, N4, 1972, 435-437.
- Worrall W. E. Clays: their nature, origin and general properties. London, "Maclaren", 1968.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение . . . . .	5
Глава I. Методика исследования . . . . .	11
Глава II. Геологический очерк . . . . .	17
Глава III. Глинистые породы герцинского этапа	
Приараксинская зона . . . . .	
Карбонатно-терригенная формация (девон-нижний карбон) . . . . .	25
Формация древней латеритовой (бокситоносной) коры выветривания (средний-верхний карбон) . . . . .	34
Терригенная угленосная формация (верхний триас) . . . . .	40
Условия образования глинистых пород . . . . .	45
Глава IV. Глинистые породы раннеальпийского-раннегеосинклинального этапа	
Сомхето-Кафанская зона	
Базальная граувакко-сланцевая формация (нижняя юра) . . . . .	61
Терригенно-вулканогенная формация (байос-бат) . . . . .	68
Терригенная формация (келловей) . . . . .	74
Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-кимеридж) . . . . .	80
Вулканогенно-осадочная формация (апт) . . . . .	86
Осадочно-пирокластическая формация (альб) . . . . .	90
Складчатая зона Армении	
Подзона Вайоцзорского антиклинория . . . . .	93
Терригенная формация (байос-бат) . . . . .	93
Условия образования глинистых пород . . . . .	100
Глава V. Глинистые породы среднеальпийского-позднегеосинклинального этапа	
Сомхето-Кафанская зона	
Подзона Иджеванского синклинория . . . . .	113
Вулканогенно-осадочная формация (верхний сантон) . . . . .	113
Пирокласто-известняковая формация (верхний сенон) . . . . .	122
Складчатая зона Армении	
Подзона Веди-Аргичинского и Урдско-Вайоцзорского антиклинориев . . . . .	131
Известняково-терригенная формация (сеноман-турон) . . . . .	132
Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?) - нижний коньяк) . . . . .	132
Граувакковая формация (коньяк) . . . . .	135
Терригенная-карбонатная флишеидная формация (дат-палеоцен) . . . . .	140

Подзона Севано-Ширакского синклиория . . . . .	144
Терригенно-карбонатная угленосная формация (нижний эоцен) .	145
Флишеидная формация (нижний-средний эоцен) . . . . .	149
Вулканогенно-осадочная грубообломочная формация (верхний эоцен) . . . . .	167
Подзона Приереванского прогиба и Вайоцдзорского синклиория	169
Флишевая формация (эоцен) . . . . .	170
Терригенно-карбонатная флишеидная субформация (нижний эоцен) . . . . .	171
Пирокласто-осадочная флишеидная субформация (средний эоцен)	175
Карбонатно-терригенная флишевая субформация (средний-верхний эоцен) . . . . .	179
Условия образования глинистых пород . . . . .	182
<b>Глава У1. Глинистые породы позднеальпийского-орогенного этапа</b>	
<b>Приараксинская и Складчатая зоны</b>	
Подзона Севано-Ширакского синклиория . . . . .	208
Шлировая формация (нижний олигоцен) . . . . .	208
Верхняя молассовая угленосная формация (средний-верхний олигоцен) . . . . .	211
Подзоны Октемберянского и Приереванского прогибов . . . . .	214
Октемберянский (Нижнеахурянский) прогиб . . . . .	214
Шлировая формация (олигоцен) . . . . .	216
Приереванский прогиб . . . . .	221
Шлировая формация (нижний-средний олигоцен) . . . . .	221
Красноцветная формация (нижний миоцен) . . . . .	228
Терригенно-эвапоритовая формация (средний миоцен) . . . . .	234
Гипсоносная субформация (средний миоцен) . . . . .	235
Соленосная субформация (средний миоцен) . . . . .	240
Карбонатно-терригенная ингрессивная формация (верхний миоцен) . . . . .	241
Условия образования глинистых пород . . . . .	248
<b>Глава УП. Особенности глинообразования в пределах внутренних зон геосинклиналей на примере исследованного региона</b>	
Эпохи глинообразования . . . . .	266
Эволюция глинистого вещества во времени . . . . .	269
Факторы глинообразования и их роль на разных этапах истории развития региона . . . . .	272
Сопряженность процессов формирования глинистого вещества и ассоциирующих с ним образований . . . . .	282
Генетическая классификация глинистых пород и минералов . . .	284
<b>Глава УШ. Прикладное значение глинистых пород и минералов</b>	
Глинистые минералы как стратиграфические коррелятивы, индикаторы постседиментационных изменений и поисковые критерии	289
Оценка глинистых пород как сырья и основные критерии поисков промышленных типов глин на территории Армянской ССР ,	293
<b>Заключение . . . . .</b>	<b>297</b>
<b>Литература . . . . .</b>	<b>301</b>

Петросов Иван Хоренович

## ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ АРМЯНСКОЙ ССР

(глинообразование во внутренних областях  
геосинклиналей)

Редактор издательства Р. А. Багдасарян

Оформление Г. Б. Назарян

Худож. редактор Г. Н. Горцакалян

Техн. редактор Р. Х. Геворкян

Корректор К. А. Энфенджян

Набрано на наборно-пишущей машине  
оператором Г. О. Погосян

ИБ № 719

Сдано в производство 9.11.1983 г.,  
подписано к печати 4.11.1983 г.,  
ВФ 05333, формат 70 x 108 1/16, бумага № 1,  
шрифт "литературный", офсетная печать,  
печ. 20,25 л., усл. печ. л. 28,35,  
учетно-изд. л. 22,7. Тираж 500.  
Зак. № ~~933~~ Изд. № 6023. Цена 3р. 80к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,  
пр. Баграмяна, 24г.  
Типография Издательства АН АрмССР,  
378310, г. Эчмиадзин.

4097