

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

А. В. КОПЕЛИОВИЧ

**ЭПИГЕНЕЗ
ДРЕВНИХ ТОЛЩ
ЮГО-ЗАПАДА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

A. V. KOPELIOVICH

EPIGENESIS
OF THE OLD SERIES,
SOUTH WESTERN PART
OF RUSSIAN PLATFORM

(Transactions, vol. 121)

А. В. КОПЕЛИОВИЧ

ЭПИГЕНЕЗ
ДРЕВНИХ ТОЛЩ
ЮГО-ЗАПАДА
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(Труды, вып. 121)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Н. В. Ренгартен

EDITORIAL BOARD:

Academycian *A. V. Peive* (chief Editor),
K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR

N. V. Rengarten

АБРАМ ВУЛЬФОВИЧ КОПЕЛИОВИЧ

4 февраля 1964 г. внезапно скончался Абрам Вульфович Копелиович, и советская литология понесла тяжелую утрату.

Абрам Вульфович прошел сложный жизненный путь. Он родился 25 января 1911 г. в г. Бобруйске, в семье служащего. Когда ему было три года, отец его трагически погиб, и он остался вдвоем с матерью. Мать Абрама Вульфовича отличалась незаурядными способностями, она владела несколькими иностранными языками и живо интересовалась литературой. Жизнь матери оборвалась в июле 1941 г., когда ее вместе с тысячами других советских людей расстреляли немецкие фашисты.

Учение Абрам Вульфович начал в бобруйской средней школе, которую окончил в 1925 г. Он в одинаковой мере блестяще учился как по гуманитарным наукам, так и по математике и физике. С детских лет он жадно тянулся к знаниям и первоначально увлекался историей, но в старших классах у него начал преобладать интерес к физике.

Как только ему исполнилось 16 лет, зимой 1927 г., он уехал в Москву для продолжения образования. В столице юноша оказался не в легком положении, но неистощимое трудолюбие, терпение и настойчивость в достижении цели помогли ему преодолеть жизненные невзгоды. Днем он работал, а вечерами готовился ко вступительным экзаменам. В феврале 1928 г. он поступил на горное отделение Московского политехникума. В конце 20-х годов в нашей стране была проведена реформа высшего образования и Московский политехникум преобразовали в Инженерно-строительный институт, а горный факультет был влит в Московский геологоразведочный институт (МГРИ), созданный на базе геологического факультета МГУ. А. В. Копелиович получил диплом об окончании МГРИ со званием техника-геолога, так как он был выпускником политехникума.

Вскоре, в 1930 г., А. В. Копелиович поступил в институт прикладной минералогии, который впоследствии был преобразован во Всесоюзный институт минерального сырья (ВИМС). С этого времени и до конца жизни Абрам Вульфович на протяжении 33 лет отдавал все свои силы, весь свой талант исследователя-натуралиста служению геологии. 19 лет он посвятил петрографии кристаллических пород и вопросам рудничной геологии и более 14 лет — изучению стратиграфии и литологии рифея и древнего палеозоя Русской платформы.

Уже в те годы ВИМС был солидной геологической организацией, в стенах которой работали крупные петрографы, минералоги и другие специалисты. Многие наши виднейшие геологи начинали свой путь в этом институте, сыгравшем большую роль в создании минерально-сырьевой базы Советского Союза.

В этом институте Абрам Вульфович проработал до начала войны, т. е. до июня 1941 г. Он быстро прошел путь от коллектора до начальника пар-

тии и в 1935 г. получил звание младшего научного сотрудника. Многие сотрудники ВИМС помнят Абрама Вульфовича еще юношей, полного молодого энтузиазма, с ясным, пытливым умом и исключительно добросовестным отношением к порученному делу. Эти качества А. В. Копелиович не утратил до конца своей жизни, причем они сочетались у него с неизменной скромностью.

Занимаясь изучением разных видов минерального сырья — слюд, плавленого шпата, полиметаллов и пр., А. В. Копелиович принимал участие в экспедициях в Прибайкалье (Слюдянка), на Волынь, Урал, а также в такие трудно доступные и отдаленные районы, как Гиссарский хребет и Верхняя Сванетия.

Полевая школа, которую он прошел в этих экспедициях, оставила глубокий след в его жизни. Но, придавая большое значение полевым наблюдениям, Абрам Вульфович с не меньшим рвением стремился овладеть лабораторными методами исследования, в особенности микроскопическим анализом пород, в котором он достиг большого мастерства. Не малую роль в этом сыграл В. Н. Лодочников, охотно передававший ему свой огромный опыт и колоссальные знания. До конца своей жизни А. В. Копелиович с чувством глубокой благодарности вспоминал В. Н. Лодочникова, так много сделавшего для его геологического образования.

Чтобы судить о том, насколько А. В. Копелиович владел техникой лабораторного анализа и как он использовал эти знания для широких геологических выводов, следует познакомиться с его работой по микровключениям в слюдах. Занимаясь разведкой и подсчетом запасов слюд классического месторождения Слюдянки, Абрам Вульфович заинтересовался включениями тончайших пузырьков жидкости и газов, нередко присутствовавших в указанных минералах. Чтобы добыть эти включения и проанализировать их химический состав, ему пришлось проделать ювелирную работу. Полученные данные, в частности о присутствии водорода в этих включениях, чрезвычайно заинтересовали А. Е. Ферсмана: он предложил А. В. Копелиовичу написать статью, которую поместил в свой третий том «Пегматитов СССР»¹.

А. Е. Ферсман, придавая большое значение научным выводам А. В. Копелиовича, рассказал о них В. И. Вернадскому, который так сформулировал свое отношение к работе Абрама Вульфовича: «Я 30 лет ждал человека, который выполнил бы такого рода исследование».

Из многочисленных работ А. В. Копелиовича по изысканию минерального сырья отметим две. Прежде всего его участие в Таджикско-Памирской экспедиции (ТПЭ). Комплексная ТПЭ, проводившая изучение геологии, географии, экономики и быта населения Средней Азии, руководимая крупнейшими специалистами Советского Союза, использовавшими передовые методы исследования, послужила хорошей школой для многих начинающих ученых. Среди них находился и А. В. Копелиович. Вместе со своими сотрудниками по институту в 1933 г. в трудных условиях бездорожья в сильно пересеченной местности он проводил исследования Оби-Сорбукского полиметаллического месторождения на южном склоне Гиссарского хребта. Результаты этого исследования были опубликованы в 1936 г. в коллективной монографии (совместно с А. И. Сулоевым и А. Л. Пономаревым), где разделы петрографии и минералогии принадлежат А. В. Копелиовичу. Он описал комплекс пород, вмещающих рудные тела, подробно рассмотрел минералы, встреченные в Оби-Сорбукском месторождении, и дал схему последовательности фаз минералообразования.

Вторую экспедицию в составе ТПЭ Абрам Вульфович совершил в 1934 г. в район крупного месторождения плавленого шпата Такоб (За-

¹ Почти весь тираж этого издания сгорел в типографии в июне 1941 г.

падный Гиссар). Здесь он занимался детальным описанием морфологии рудных тел, разрабатывал вопрос о тектонической структуре рудного участка, пытаясь выделить нарушения разного возраста и связать процессы оруденения с историей тектонических движений района месторождения. В итоге было показано, что Такобское месторождение содержит промышленные запасы плавикового шпата. На эту тему была напечатана коллективная монография, в которой принял участие и Абрам Вульфович.

Таким образом, вскоре после прихода в ВИМС, уже через три-четыре года, он завоевал признание как заслуживающий доверия полевой исследователь и опытный петрограф.

В 1935—1936 гг. Абрама Вульфовича в составе партии геолога А. Д. Ершова направили на изучение чрезвычайно труднодоступного арсенопиритового Ценского месторождения в области Верхней Сванетии, которое в то время считалось крупным рудным объектом южной зоны Центрального Кавказа. В опубликованной в 1941 г. в трудах ВИМС монографии им написаны главы по петрографии интрузивных массивов, морфологии и структуре рудных тел.

Полевые геологические исследования А. В. Копелиович сочетал с заочной учебой в МГРИ. На протяжении 1936—1941 гг. он экстерном сдавал экзамены по теоретическим предметам, но война помешала ему защитить диплом. А. В. Копелиович был откомандирован в распоряжение Наркомцветмета и направлен в Иркутск в трест Востсибцветметразведка. В Восточной Сибири он неутомимо руководил разведкой и изучал минералогию и структуру ряда молибденовых и вольфрамово-молибденовых месторождений (Бугунтуевского, Шахтаминского и др.), а также неоднократно выступал с обзорными докладами на конференциях по цветным и редким металлам. Его энергичная деятельность способствовала выявлению новых месторождений этих полезных ископаемых, столь необходимых для нужд производства.

В 1945 г. А. В. Копелиовича переводят в Москву в аппарат Министерства цветной металлургии (с 1947 г. Министерство геологии и охраны недр СССР), где его знания используются для проведения экспертиз по линии Всесоюзной комиссии по запасам (ВКЗ) (подсчеты запасов бокситов, цветных и редких металлов). Одновременно он защищает диплом и получает звание горного инженера.

Однако деятельность в аппарате министерства не привлекала А. В. Копелиовича. Он мечтал вернуться к научной работе, в связи с чем поступил в аспирантуру ВИМС. Но в силу ряда обстоятельств в 1949 г. ему пришлось уйти из аспирантуры и перейти на работу во ВНИИГАЗ.

Послевоенные годы ознаменовались интенсивными поисками нефти и газа, так как потребность промышленности в этих полезных ископаемых непрерывно возрастала. Были организованы производственные и научно-исследовательские учреждения, специализировавшиеся по нефтяной геологии. Одной из таких организаций был институт природных газов (с 1953 г. был слит с ВНИГНИ), куда пошел работать А. В. Копелиович. Его задачей было детальное описание кернов глубоких опорных скважин, которые в то время бурились в ряде районов Русской платформы. В частности, А. В. Копелиовичу поручили петрографическое изучение Редкинской скважины. При освоении новой для него области — петрографии осадочных пород — Абрам Вульфович использовал свой богатый опыт микроскописта, свои глубокие знания по минералогии. В первые же годы работы ему удалось сделать крупное научное открытие, которое по-новому представило стратиграфию древних толщ центральной части Русской платформы и ранние этапы истории ее развития. А. В. Копелиович нашел в глинах, подстилающих палеонтологически охарактеризованные девонские образования, остатки червей, которые Р. Ф. Геккер определил как *Sabelidites cambriensis* Jan., датировавшие глины как нижнекембрийские.

А. В. Копелиович показал, что отложения с *Sabellidites cambriensis* Jan. содержат горизонт каолиновых глин, свидетельствующих о перерыве в осадконакоплении. Опираясь на эти данные, он в 1951 г. предложил подразделить редкинский разрез на три комплекса: балтийский, валдайский и редкинский.

В специальной работе, опубликованной в 1953 г., А. В. Копелиович привел анализ древних толщ Русской платформы, остановившись на характеристике их мощностей, состава и стратиграфических взаимоотношений в пределах большой территории — от Прибалтики до Воронежского массива. Он пришел к некоторым новым, принципиально важным выводам по истории Русской платформы, ставшим объектом дискуссии, по существу не затихшей до настоящего времени.

Так, опираясь на результаты своих исследований, установивших, что в центральной части Русской платформы имеются нижнекембрийские (балтийские) и более древние породы (валдайские и редкинские), между которыми отмечается стратиграфический перерыв, Абрам Вульфович доказывал, что додевонская терригенная толща Русской платформы лежит на разных стратиграфических уровнях и отсутствие горизонта синих глин нижнего кембрия южнее Редкино объясняется их выклиниванием к югу.

Определив, что балтийский комплекс по направлению к Воронежскому массиву не обнаруживает фациального выклинивания и аргиллитовая толща редкинского комплекса закономерно увеличивается в мощности с севера на юг, А. В. Копелиович высказал интересное предположение, что в эпоху отложения указанных выше комплексов на месте северного и северо-восточного склонов Воронежского массива была глубокая впадина. Таким образом, палеоворонежский массив, если и существовал как положительная структурная единица, то находился южнее современного положения.

Многочисленная плеяда геологов, занимавшаяся Русской платформой, живо откликнулась на эти новые данные. Особенно надо отметить реакцию Н. С. Шатского, признанного знатока этой области. Еще в 1945 г. на основании анализа фаций древнепалеозойских отложений Прибалтики Н. С. Шатский высказал предположение, что указанные породы распространяются далеко на восток Русской платформы. Открытия А. В. Копелиовича убедительно подтвердили прогноз Н. С. Шатского. Вскоре Н. С. Шатский опубликовал статьи, в которых отметил, что работы Абрама Вульфовича дали возможность расчленить монотонную терригенную поддевонскую толщу центральных районов Русской платформы на ряд комплексов, каждый из которых сопоставим с соответствующим комплексом северо-западного разреза. Особенно важное значение, по мнению Н. С. Шатского, имело выделение редкинского комплекса, который он параллелизовал с рифейской группой Урала и спарагмитами Скандинавии. Таким образом, разрез Редкинской скважины оказался эталонным.

Выработанные А. В. Копелиовичем методы петрографо-стратиграфического анализа разрезов опорных скважин позволили ему сделать в последующие годы еще ряд научных открытий. Упомянем о работе по пермским отложениям Астрахани. В этом районе Абрам Вульфович выделил отложения артинского и кунгурского ярусов, мощность которых достигает почти 850 м. Детальный петрографический анализ показал, что здесь имеются морские и лагунные осадки, сходные с породами передовых прогибов герцинских горных сооружений. На основании этих данных А. В. Копелиович сделал вывод о существовании в верхнем палеозое в районе Астрахани передового прогиба горной страны, обрамлявшей Русскую платформу с юга. Это сооружение, по представлению Абрама Вульфовича, протягивалось к западу и в настоящее время погребено под мезо-кайнозойскими отложениями Предкавказья.

Несколько позже (в 1955 г.) Абрам Вульфович, развивая далее свои представления, выдвинул совместно с И. Ю. Лапкиным и Л. С. Теминым



А. В. КОПЕЛОВИЧ

идею о существовании на юге Русской платформы в герцинское время Донецко-Северокавказской складчатой области.

Исследования А. В. Копелиовича привлекли к себе внимание Н. С. Шатского, который оценил его исключительную эрудицию и умение делать широкие выводы, а также постоянное стремление к отысканию новых путей в науке. В 1956 г. Абрам Вульфович был приглашен на работу в Геологический институт Академии наук СССР. В стенах этого института он продолжил те исследования, которые были начаты им во ВНИГНИ: изучение преобразования осадочных пород в процессе эпигенеза. Работы по эпигенезу в 50—60-х гг. получили широкий размах.

В решении этой проблемы А. В. Копелиович шел своим особым, самостоятельным путем. Он сосредоточил внимание на изучении процесса эпигенеза доордовикских песчаных толщ Русской платформы и использовал свои старые материалы по центральному району, а также провел ряд экспедиций в Молдавию и юго-западную Украину. Кроме того, к нему поступали соответствующие материалы от разных производственных организаций, которые охотно пользовались его консультациями и ценили его практические советы. В итоге А. В. Копелиович просмотрел и тщательно проанализировал тысячи шлифов. Результаты этих исследований были им обобщены в большой монографии по проблемам эпигенеза, которую он в качестве диссертации защитил на геологическом факультете Московского государственного университета в мае 1962 г. Публикуемая книга и является диссертацией, которая при подготовке подверглась сокращениям. В этой книге, которая несомненно станет методическим руководством для литологов, занимающихся вопросами эпигенеза, А. В. Копелиович с особенной силой проявил свой талант натуралиста-исследователя, пытливого, строго опирающегося на факты, умеющего ставить и решать по-новому научные проблемы.

В монографии разбирается столь обширный круг вопросов, что нет возможности все их охарактеризовать. Впрочем, в этом и нет необходимости. Остановимся лишь на некоторых главнейших проблемах, затрагиваемых в книге.

А. В. Копелиович нередко говорил, что в каждой породе записана ее история, наша задача — научиться ее прочитать. Минеральные и структурные преобразования пород отражают последовательность воздействия на них различных процессов. Это воздействие можно расшифровать путем детального микроскопического анализа с учетом физических и химических законов. Чтобы выполнить эту задачу, Абрам Вульфович систематически повышал свои знания по физической химии и физике твердого тела. Именно это обстоятельство позволило ему объяснить некоторые аспекты эпигенетического минералообразования.

В основе теории А. В. Копелиовича лежит представление о том, что большинство аутигенных минералов полистадийно. В связи с этим для установления границ между эпигенезом и диагенезом, а также между отдельными эпигенетическими стадиями важную роль играет не столько образование того или иного минерала, сколько минеральные парагенезы и филогенетические минеральные ряды. Выделение последних — заслуга А. В. Копелиовича.

Не менее важное значение он придавал эпигенетическим структурам растворения. До него в американской литературе описывались лишь формы контактов между зернами песчаных пород. Абрам Вульфович выделил три типа структур растворения, образующихся под давлением: микростилолитовую, конформную и инкорпорационную. Он тщательно описал и объяснил их генезис, благодаря чему эти структуры получили широкое признание.

Рассматривая минеральные ассоциации на разных этапах эпигенеза, Абрам Вульфович проанализировал факторы, вызывающие аутигенное

минералообразование и изменение структуры пород. Он отметил роль времени, ибо время, по его словам: «интегрирует минимальные изменения, совершающиеся в породах в течение коротких временных отрезков под влиянием давления, температуры и других агентов». В этом сказывался эволюционный подход Абрама Вульфовича при объяснении истории пород в земной коре.

Температура, согласно представлению А. В. Копелиовича, в зоне эпигенеза не превышает 100°C и чаще едва достигает $70\text{--}80^{\circ}\text{C}$. Между тем в глубокой зоне эпигенеза характерные минеральные парагенезы и структуры пород сходны с метаморфическими. Поэтому он рассматривал эти превращения как «холодный» метаморфизм. При этом явлении ведущую роль играет давление, обусловленное статической нагрузкой.

Давление нагрузки, распространяемое через каркас породы на отдельные обломочные зерна, имеющие неодинаковый размер, распределяется неравномерно. В местах повышения давления идет растворение минералов, в местах ослабления — регенерация. Автор привел остроумные расчеты, которые поражают своими результатами: оказывается, что даже при незначительном, наблюдаемом под микроскопом, растворении обломочных зерен происходит весьма существенное изменение их объема. Метод, на основании которого Абрам Вульфович пришел к указанному выводу, был изложен им на заседании Московского общества испытателей природы и, хотя он вызвал ряд критических суждений, все же был признан достойным самого пристального внимания как открывающий совершенно новые перспективы в познании эпигенеза.

А. В. Копелиович установил некоторые важные закономерности, которым подчиняется эпигенетический минералогенез. Это прежде всего изовалентное или гетеровалентное замещение ионов с крупными радиусами ионами меньших радиусов при сжатии кристаллической решетки под влиянием увеличивающегося давления. Это правило объясняет многие широко известные геологам факты: альбитизацию не только кальциевых, но и существенно натриевых плагиоклазов, а также массовый переход биотита в мусковит и кальцита в доломит.

А. В. Копелиович в своей работе совершенно по-новому раскрывает геологическую роль подземных вод. В связи с тем, что процессы эпигенеза происходят нередко на больших глубинах при все возрастающем давлении в зоне застойных вод, преобладающее значение получает миграция вещества путем диффузии. Этот вывод автор подкреплял тем фактом, что эпигенетические минералы повсеместно найдены в микроскопических пропластках и линзах, а также в конкрециях, причем не только в песчаных, но и в глинистых породах, которые непроницаемы для активного перемещения вод. Процесс диффузии ионов в воде осуществляется довольно медленно. Однако А. В. Копелиович своими расчетами показал, что в масштабе геологического времени, исчисляемого сотней миллионов лет, среднее перемещение частиц достигает 4 км. Отсюда ясна гигантская роль данного процесса.

Разбирая диффузионное перемещение вещества в эпигенезе, А. В. Копелиович заинтересовался механизмом этого явления. Используя новейшие представления о структуре воды, развитые в работах Дж. Бернала, Р. Фаулера (Bernal, Fowler, 1933), Я. И. Френкеля (1945) и в особенности О. Я. Самойлова (1957), он ввел новое понятие о структурном давлении водных растворов электролитов. Сущность теории А. В. Копелиовича сводится к тому, что многозарядные (Mg^{2+} , Ca^{2+}) и однозарядные ионы с небольшим радиусом (Li^{+} , реже Na^{+}), вызывают действие, подобное росту давления, тогда как большие однозарядные (K^{+} , Rb^{+} , Cs^{+} , Cl^{-} , Br^{-} , I^{-} , HSO_4^{-}) действуют аналогично понижению давления.

Теория структурного давления водных растворов электролитов позволила наметить новый путь в объяснении гидрохимической зональности

подземных вод. Стало понятным, почему на небольших глубинах преобладают гидрокарбонатные и сульфатные воды, тогда как глубже появляются хлоридные воды с содержанием брома и иода.

Таков далеко не полный перечень открытий, сделанных А. В. Копелиовичем при разработке теории эпигенеза. Некоторые идеи, высказанные им в общей форме, такие, как влияние эпигенетических преобразований на глауконит (и в связи с этим сомнение в точности калиево-аргонового метода определения абсолютного возраста пород), роль эпигенетических процессов в формировании пористости и проницаемости пород, могущих быть коллекторами нефти, определение стратиграфических перерывов путем анализа типов эпигенетических превращений и пр., могут послужить теми же для самостоятельных больших исследований.

Абрам Вульфович Копелиович обладал ценным даром ученого-новатора, он чутко отзывался на все новое и не боялся ломать укоренившиеся представления, если они приходили в противоречие с фактами. Он принадлежал к тому типу ученых, значение которых определяется не одним только количеством опубликованных работ. Его роль была неизмеримо больше. Он имел много учеников и последователей, которых терпеливо и настойчиво обучал своим методам и охотно делился своими идеями, заражая своим энтузиазмом молодежь, вдохновляя ее на поиски новых путей.

Те, кому посчастливилось быть с Абрамом Вульфовичем Копелиовичем в тесном научном контакте, навсегда сохраняют к нему чувство глубокой благодарности за то духовное богатство, которое он внес в их жизнь.

А. И. Равикович

СПИСОК НАУЧНЫХ РАБОТ А. В. КОПЕЛИОВИЧА

Оби-Сорбукское полиметаллическое месторождение (петрография и рудовосность) (совместно с А. И. Суловым и А. Л. Пономаревым). В кн. «Труды Таджикско-Памирской экспедиции». Изд-во АН СССР, 1935.

Такобское месторождение плавикового шпата (совместно с С. З. Шифриным, Р. В. Гецевой, А. В. Гуляевой и М. А. Эйгельс). В кн.: «Труды Таджикско-Памирской экспедиции». Изд-во АН СССР, 1936.

Ценское арсенипиритовое месторождение в Верхней Сванетии (совместно с А. Д. Ершовым).— Минеральное сырье, 1937, № 2.

Геология и рудные проявления верховьев р. Цхенис-Цхали (совместно с А. Д. Ершовым).— Труды ВИМС, 1941, вып. 169.

Минералого-геохимическая характеристика включений в мусковитах месторождений СССР. В сб.: «Пегматиты СССР». Изд-во АН СССР, 1941.

Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения центральной части Московской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 6.

К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмоскovie по данным бурения в районе ст. Редкино. В сб.: «К геологии центральных областей Русской платформы». «Труды ВНИИГАЗ». Госгеолгиздат, 1951.

Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. Докл. АН СССР, 1951, 78, № 5.

Древнейшие отложения осадочного покрова Подмоскovie. В кн.: Вопр. геологии и геохимии нефти и газа. Труды ВНИИГАЗ, Гостоптехиздат, 1953.

Палеозойские отложения района Астрахани.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, 29, вып. 2.

Геологическая документация горноразведочных выработок и буровых скважин. В кн.: «К методике геологической съемки при поисках и разведке полезных ископаемых». Госгеолгиздат, 1955.

О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области (совместно с И. Ю. Лапкиным и Л. С. Темным).— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 3.

Полевые методы и документация крупномасштабной геологической съемки (совместно с Ф. И. Ковалевым, П. В. Вайнерманом и Н. И. Бородаевским). В сб.: «К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых», М., 1955.

Пермские отложения Астрахани (совместно с Я. С. Эвентовым) — Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.

О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1958а, 119, № 2

Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958б, № 11.

Процессы растворения и минерализации в последней стадии эпигенеза (реферат доклада). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958в, 33, вып. 4.

О количестве перемещенного вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород (реферат доклада). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959а, 34, вып. 2.

Свинцово-цинковая минерализация в древних толщах юго-запада Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1959б, 127, № 1.

О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы. Международный конгресс по седиментологии. Доклады советских геологов. Изд-во АН СССР, 1960а.

О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960б, № 4.

О структурах растворения в строматолитах (совместно с И. Н. Крыловым). — Докл. АН СССР, 1960в, 135, № 3.

Новые данные о кристаллическом фундаменте северо-восточного Подмосковья (совместно с И. Г. Лоджевским и С. В. Тихомировым). — Докл. АН СССР, 1961а, 137, № 2.

О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей (совместно с А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым). — Изв. АН СССР, серия геол., 1961б, № 6.

Эпигенетическая альбитизация плагиоклазов в песчаниках древних толщ Приднестровья (реферат доклада). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961в, 36, вып. 3.

О структурном давлении водных растворов электролитов. — Журнал структурной химии, 1961 г., 2, № 3.

Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья. Сб. памяти Н. В. Фроловой. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 5.

О вторичных изменениях и минеральных новообразованиях в породах семилукского горизонта района Арчеда (совместно с П. А. Меньяйленко). — Изв. высш. учебн. заведений, геология и разведка, 1962, № 8.

Структуры дифференциального скольжения в кварцито-песчаниках иотнийских толщ Прионежья (совместно с И. М. Симановичем). — Докл. АН СССР, 1963, 151, № 3.

Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья (совместно с И. М. Симановичем). В кн.: Труды 1-го рабоч. совещ. по литологии докембрийских толщ, «Недра» 1964.

Стадии и этапы преобразования иотнийских пород (реферат доклада) (совместно с И. М. Симановичем). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, 39, вып. 3.

О количестве перемещающегося вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 3.

О некоторых аутигенных титанистых минералах в верхнешигровских известняках Подмосковья. — Литология и полезные ископаемые, 1965, № 5.

Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород (совместно с И. М. Симановичем). Сдано в журнал Литология и полезные ископаемые для № 1, 1966 года.

ВВЕДЕНИЕ

Под эпигенезом осадочных пород принято понимать совокупность вещественных, минеральных и структурных изменений, которые претерпевают осадочные породы на протяжении длительного времени их существования как таковых, т. е. начиная с момента превращения осадка в осадочную породу до преобразования последней в метаморфическую или же разрушения под воздействием выветривания. Процессы, обуславливающие эти изменения, и есть эпигенетические процессы.

Эпигенетические процессы, таким образом, противопоставляются процессам диагенеза и литификации пород, процессам метаморфизма, как регионального, так и контактового, и процессам выветривания. Такое противопоставление возникло отнюдь не в результате конкретного изучения эпигенетических изменений пород и их сравнения с изменениями, обусловленными метаморфизмом или связанными с выветриванием. Оно навеяно, скорее, исторически сложившимися путями изучения горных пород. Метаморфизм и выветривание целеустремленно и детально исследовались на протяжении многих десятилетий, и многие стороны этих процессов изучены достаточно подробно. Между тем диагенез осадков и эпигенетические изменения пород стали привлекать внимание исследователей лишь в самое последнее время. О них по существу еще мало известно, и фактический материал, которым мы располагаем для выявления характера этих процессов, еще очень ограничен.

Надо сказать, что представление об эпигенетических изменениях осадочных пород как изменениях, не связанных ни с диагенезом, ни с метаморфизмом, ни с выветриванием, вообще говоря, весьма неопределенно. Прежде всего, далеко не столь ясно само понятие о литификации осадка и его переходе в породу. В настоящее время мы не располагаем надежными и четкими критериями для распознавания границы между диагенетической и эпигенетической стадиями в реальных осадочных породах и, стало быть, не представляется возможным достаточно точно установить начало тех процессов, которые следует рассматривать как эпигенетические. Не менее трудно установить грань между изменениями эпигенетическими и метаморфическими. В геосинклинальных областях, по данным А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956, 1957), неизменные осадочные породы по мере погружения самым постепенным образом сменяются метаморфическими, по интенсивности изменения соответствующими зоне зеленых сланцев. Это побудило указанных исследователей выделить между эпигенетической и метаморфической зонами промежуточную — метагенетическую зону, породы которой рассматриваются ими как переходные между метаморфическими и осадочными. В нижних горизонтах осадочного чехла платформенных областей наблюдаются глубоко преобразованные породы, которые по интенсивности изменения мало чем отличаются от метаморфизованных пород. Такой процесс глубокого изменения пород в пределах платформенных областей получил наименование «холодного» метаморфизма (Копелиович, 1958б). Постепенный переход от эпигенетически измененных пород к интенсивно преобразованным, метаморфизован-

ным породам и широкое развитие последних в глубоко погруженных частях платформенного осадочного покрова указывают на черты генетической общности процессов эпигенеза и метаморфизма.

Не менее сложно разграничение процессов эпигенеза и выветривания. Как известно, выветривание осадочных и кристаллических пород, ведущее к их дезинтеграции и глубокой химической деструкции с превращением в рыхлые продукты, сопровождается переходом в растворенное состояние и выносом огромных количеств ряда элементов и их соединений, в том числе и кремнекислоты. Такие растворы, перемещаясь по осадочным породам, не затронутым выветриванием, нередко вступают во взаимодействие с последними и глубоко их преобразуют. В частности, с подобными процессами связано, по-видимому, возникновение своеобразных кварцитов и кварцитовидных песчаников, широко развитых в некоторых горизонтах мезозойских и третичных толщ Казахстана и других районов. Выносом огромных масс кремнекислоты в растворенном состоянии сопровождалось и образование богатых железных руд Курской магнитной аномалии (КМА) при выветривании бедных железом железистых кварцитов. В ходе этого процесса выносилась кремнекислота и соответственно накапливалось железо. Процессы выветривания такого типа, развивающиеся на большую глубину, вряд ли ограничиваются перемещением растворенных элементов в конечные бассейны лишь путем поверхностного стока. Наряду с ним широкая миграция вещества, в частности кремнекислоты, несомненно осуществляется подземными водами. Такие воды, обогащенные рядом элементов и резко неравновесные по отношению к породам, по которым они перемещаются, должны вызывать их глубокое видоизменение. Таким образом, можно полагать, что ряд эпигенетических преобразований причинно связан с процессами выветривания. Наконец, известны интенсивные эпигенетические изменения песчаных пород разнообразного характера, обусловленные перемещающимися по ним подземными водами артезианских бассейнов. Такие воды не обнаруживают прямой и непосредственной связи с определенными областями и зонами выветривания. Несомненно, однако, что их состав формируется в процессе инфильтрации и длительного перемещения по вмещающим породам и активное их воздействие на породы относится к гипергенным явлениям.

Следовательно, эпигенетические изменения осадочных пород весьма разнообразны и сложны. Одни изменения обнаруживают связь с гипергенными явлениями, другие обусловлены процессами, приводящими в конечном счете к метаморфизму, третьи, по-видимому, представляют собой сложное сочетание и тесное переплетение тех и других. По этой причине попытки построения умозрительным путем универсальных схем процессов эпигенеза вряд ли могут отразить реальное их многообразие. В этом кроются трудности определения эпигенетической стадии путем характеристики присущих ей процессов. Изменение пород, протекающее на протяжении длительного времени их существования, несомненно связано не с каким-либо одним, а с разнообразными геологическими процессами. Иными словами, причины, порождающие процессы эпигенеза, генетически разнотипны. Поэтому изучение эпигенетических процессов преобразования осадочных пород должно основываться на конкретных наблюдениях над характером структурных и минеральных изменений пород определенных территорий и на установлении связи этих изменений с теми или иными геологическими процессами, вероятность которых вытекает из геологической истории развития данной территории.

Выявляя последовательность структурных и минеральных изменений в породах, мы восстанавливаем тем самым историю развития процессов, обуславливающих эти изменения.

Лишь совокупность детальных исследований ряда геологических разрезов, расположенных в различных структурно-тектонических областях,

может дать необходимый фактический материал для познания процессов эпигенеза во всем их многообразии и сложности; только на основе таких материалов можно разработать классификацию типов эпигенетических процессов преобразования осадочных пород и выяснить особенности их проявления и течения в различных геологических условиях.

Настоящая работа представляет собой опыт целеустремленного исследования постседиментационных изменений песчаных пород одной из областей Русской платформы, где эти изменения выражены достаточно ярко. В пределах рассматриваемой области древние доордовикские свиты в основании платформенного осадочного покрова вскрыты средним течением Днестра на значительном протяжении. Это позволяет не ограничиться изучением их разреза лишь в одном сечении или в одной точке, как это имеет место при исследовании разрезов скважин по материалам бурения.

Исследование пород, развитых в Приднестровье, показало, что они достаточно глубоко преобразованы. Однако интенсивность их изменения заметно уступает степени изменения синхроничных пород, погруженных на более значительную глубину и вскрытых скважинами южнее: в Причерноморье (Мирное) и Молдавии (Каушаны). В связи с этим в породах древних свит Приднестровья заметно чаще присутствуют реликтовые минеральные ассоциации различных стадий и этапов преобразования, менее затупешаваны и более отчетливо проявляются взаимоотношения аутигенных минералов и последовательность их развития и в целом общий ход эволюции пород прослеживается более непрерывно и полно.

Основные методы исследования постседиментационных преобразований пород заключались в установлении последовательности образования аутигенных минералов, выделении парагенетических минеральных ассоциаций, выяснении филогенетических отношений между минералами, рассмотрении характера и особенностей структурных изменений пород, а также их возрастных соотношений и причинных связей с возникновением тех или иных аутигенных минералов и их парагенезисов. Именно связь эпигенетического минералообразования со структурными изменениями пород позволяет различать и выделять в общем процессе эпигенетического преобразования пород определенные этапы и стадии. По сути дела такой подход к изучению эпигенетически измененных осадочных пород мало чем отличается от методики, применяемой при петрографических исследованиях метаморфизованных образований. Указанные задачи решались главным образом путем микроскопического изучения пород и минералов. Для уточнения диагностики некоторых минералов и выявления их особенностей применялись рентгеноструктурный, термический и химический анализы.

Аутигенные минералы устанавливаются по ряду признаков, обстоятельно рассмотренных в свое время Л. Б. Рухиным (1953, 1956), А. Г. Косовской и В. Д. Шутовым (1957), Г. И. Теодоровичем (1958) и др. Признаки аутигенных образований: 1) идиоморфизм и совершенство кристаллической огранки при отсутствии следов окатанности¹; 2) причудливая форма минерала и его агрегатов, исключающая возможность переноса и свидетельствующая о возникновении такого образования на месте; 3) соотношения с другими обломочными и аутигенными минералами (каемки нарастания и замещения, инкрустации, выполнения пустот и трещин, псевдоморфозы и т. п.); 4) пересечения и прожилковидные формы выделения в породах; 5) коллоидная и метаколлоидная структуры; 6) явные замещения обломочных зерен *in situ* с признаками, исключающими возможность замещения до попадания зерна в породу; 7) некоторые особенности состава, структуры или физических свойств минерала, исключающие возможность его аллотигенной природы (легко растворимые соли, хрупкие, легко истирающиеся агрегаты и тому подобные образования).

¹ Иногда совершенная огранка сохраняется в обломочных минералах.

Последовательность образования аутигенных минералов устанавливается при изучении и анализе их взаимоотношений. Идиоморфизм представляет наименее надежный критерий, поскольку минералы, обладающие большой кристаллизационной силой, могут быть отчетливо идиоморфными по отношению к минералам, возникшим ранее. Таким же мало надежным признаком для установления последовательности образования являются включения одного минерала в другом. Уверенно устанавливаются возрастные взаимоотношения в тех случаях, когда наблюдаются пересечения или замещения одного минерала другим, а также явления регенерации, каемчатого обрастания или ивкрустации. Вопросам постседиментационного преобразования пород посвящена обширная литература. Большая ее часть относится к описанию разнообразных аутигенных минералов, обнаруженных в тех или иных породах, и рассмотрению условий их образования. Ценные данные по аутигенным минералам осадочных пород приведены в работах И. А. Преображенского (1941), Л. В. Пустовалова (1956 а, б), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1957), Г. И. Теодоровича (1958) и др.

Большой интерес представляют работы американских исследователей (Waldschmidt, 1941; Young, 1945; Sloss, Feray, 1948; Gilbert, 1949; Taylor, 1950; Heald, 1950; 1955, 1956, и др.), установивших широкое развитие в песчаных породах явлений растворения песчаных зерен под воздействием нагрузки расположенных выше толщ, сопровождающихся перераспределением растворенного вещества в форме регенерационных новообразований. Этими же исследованиями была впервые показана зависимость растворения минералов от глубины залегания пород и сопряженность процессов растворения и минералообразования.

Более ограничен круг работ, посвященных рассмотрению постседиментационных преобразований осадочных пород в плане закономерной и стадийной их эволюции, а также теоретическим вопросам эпигенеза. К числу их относятся работы А. Е. Ферсмана (1922, 1934), Л. В. Пустовалова (1940, 1956а, б), Е. П. Ермоловой (1952), Л. Б. Рухина (1953, 1956), Н. М. Страхова (1953, 1957а, 1960), Е. А. Абрамовой (1954), Кумбса (Coombs, 1954), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956—1962 гг.), Н. В. Логвиненко (1956, 1957), Пекхема и Крука (Packham, Crook, 1960), В. Д. Шутова (1960—1962 гг.) и некоторые другие.

В предлагаемой вниманию читателя работе рассматриваются процессы постседиментационного преобразования пород на примере изучения песчаников и алевролитов древних свит Приднестровья¹. Работа состоит из двух частей. В первой части излагаются основные черты геологического строения Приднестровья и приводится описание главных типов эпигенетически измененных пород, слагающих разрез древних свит. При этом особое внимание уделяется последовательности образования аутигенных минералов, их взаимоотношениям с исходными компонентами пород и характеру возникающих структур. Первая часть работы содержит тот фактический материал, на основе которого во второй части рассматриваются некоторые общие вопросы стадийного анализа, процессы эпигенеза, вызвавшие изменение пород, стадии и этапы развития этих процессов, а также обуславлившие их факторы. Помимо того, анализируются некоторые теоретические вопросы, связанные с развитием эпигенетических процессов, и причины возникновения этих процессов. В работе показано, что изучение эпигенетических преобразований является перспективным для решения различных геологических проблем; это иллюстрируется некоторыми примерами.

¹ Первоначально монография А. В. Копелиовича называлась «Эпигенез песчаных пород древних толщ Приднестровья». Но так как в ней рассматривается более широкий круг проблем, связанных с юго-западом Русской платформы, редакционная коллегия сочла целесообразным дать ей другое название: «Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы».

І. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИДНЕСТРОВЬЯ

Среднее и нижнее Приднестровье, в пределах которых развиты рассматриваемые в работе древние немые толщи, расположены на юго-западной окраине Русской платформы. Для этой территории характерно неглубокое залегание поверхности кристаллических пород архея и пологое ее погружение на юг и юго-запад. Общий наклон поверхности кристаллического фундамента не превышает 8 м на 1 км.

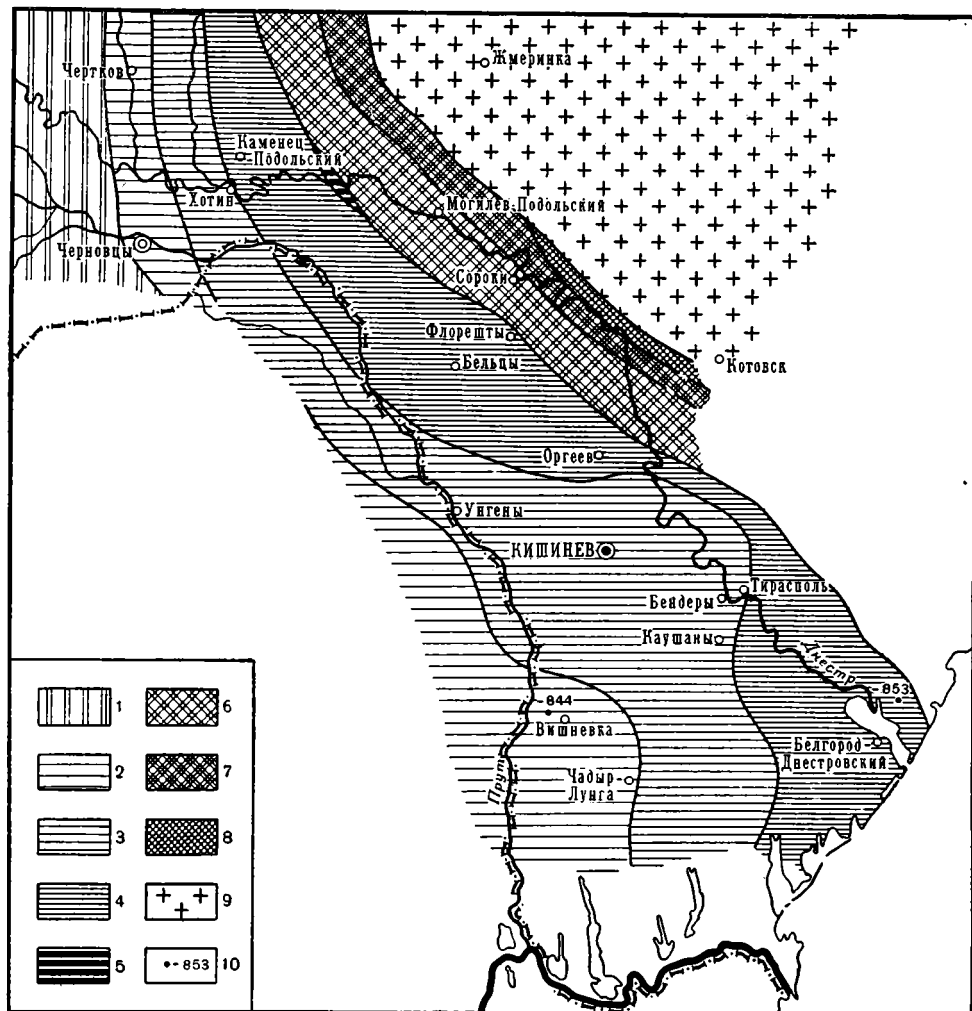
Рифейские и палеозойские отложения, слагающие здесь нижнюю часть платформенного чехла соответственно погружению поверхности фундамента, образуют пологую моноклинали. Это отчетливо видно на геологической карте со снятым мезо- и кайнозойским покровом (фиг. 1) по последовательной смене древних слоев и свит все более и более молодыми слоями и свитами по мере движения на юг и юго-запад, а также на прилегаемых к карте профилях (фиг. 2, 3).

Мезо- и кайнозойские отложения, образующие верхнюю часть осадочного чехла, залегают почти горизонтально. В восточной части территории они лежат на породах кристаллического фундамента, а при движении на запад — перекрывают все более молодые отложения рифея и палеозоя по мере погружения последних.

Среди доордовикских отложений Приднестровья (фиг. 4) выделяются три свиты: каменская, могилевская и ушницкая (табл. 1). Каменская свита относится к рифею. Возраст могилевской и ушницкой свит менее ясен в связи со спорным положением границы между палеозоем и рифеем. Одни исследователи относят эти свиты к наиболее древним подразделениям палеозоя (венд), рассматривая их как образования, переходные от верхних свит рифея к нижнему кембрию. Другие включают их в состав рифея. Существуют также представления о кембрийском и кембрийско-ордовикском возрасте этих пород.

Палеозойские отложения представлены фаунистически охарактеризованными ордовиком, силуром, нижним и средним девоном.

В связи с задачами настоящей работы мы не будем рассматривать здесь строение палеозойских, мезо- и кайнозойских отложений, а ограничимся лишь характеристикой доордовикских древних немых толщ и отчасти архейского фундамента.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Днестровско-Прутского междуречья
 1 — нижний девон; 2 — лудлов, чертковский горизонт; 3 — лудлов, скальский и борщовский горизонты; 4 — ландовери + венлок; 5 — карадок, молодцовский горизонт; 6 — ущицкая свита; 7 — могойлевская свита; 8 — каменная свита; 9 — граниты; 10 — пробуренные скважины

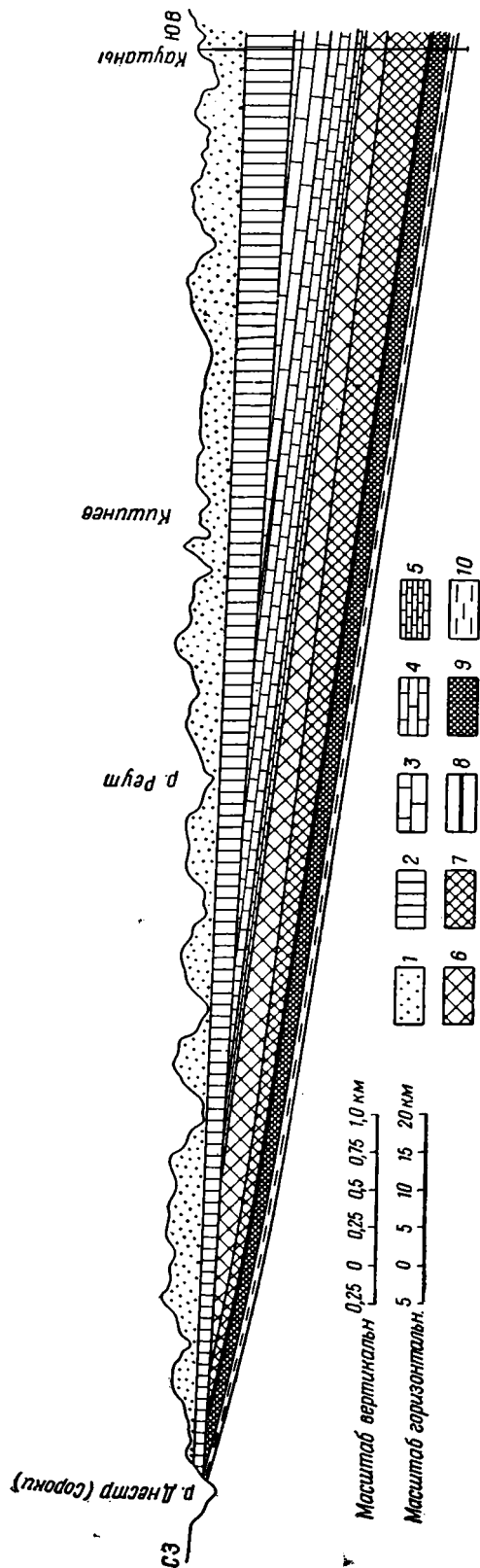
СТРАТИГРАФИЯ

АРХЕЙ

Кристаллический фундамент

Древнейшими геологическими образованиями в пределах рассматриваемой территории являются породы кристаллического фундамента, обнажающиеся, как уже указывалось, в береговых обрывах Днестра и его левых притоков, где они выступают из-под отложений платформенного покрова.

В южных районах (Молдавия и западное Причерноморье) о строении кристаллического фундамента и составе слагающих его пород можно судить лишь по данным немногочисленных глубоких скважин в районах Одессы (опорная скважина Мирное), центральной Молдавии (Каушанская опорная скважина) и на северо-западе Молдавии (Унгены).



Фиг. 2. Схематический профиль по линии Сороки — Кишинев — Каушаны

1 — кайнозой; 2 — мезозой; 3 — силур, лудлов; 4 — силур, вендок; 5 — силур, ландовер; 6 — рифей, ушницкая свита; 7 — рифей, ушницкая свита; 8 — рифей, ушницкая свита; 9 — рифей, ушницкая свита; 10 — рифей, ушницкая свита

Породы, слагающие кристаллический фундамент в среднем течении Днестра, относятся к так называемой чарнокитовой формации (Ткачук, Иванова, Савицкая, 1956; Слензак, 1958), широко развитой в пределах обнаженной части Украинского кристаллического массива, где она детально изучалась в течение многих лет рядом исследователей (Безбородко, 1926—1931; Лутицкий, 1927, 1940, 1950; Половинкина, 1931, 1953; Ткачук, 1940, 1947 а и б; Семенов, 1949, 1955; Костюк, 1955; Усенко, 1956, и др.). Здесь чарнокитовая формация представлена преимущественно гнейсами, разнообразными мигматитами, собственно чарнокитами, гранулитами, розовыми и красными лейкократовыми и биотитовыми пегматоидными гранитами и пегматитами.

Среди гнейсов преобладают пироксеново - плагиоклазовые, пироксеново-гранатовые и биотитово-гранатовые, реже отмечаются пироксеново-амфиболовые и биотитовые типы. Пироксен в этих породах представлен гиперстеном, клиногиперстеном и диопсидом, причем характерно совместное присутствие ромбического и моноклинического пироксенов и постепенный переход двухпироксеновых гнейсов в монопироксеновые, гиперстеновые и диопсидовые разновидности (Ткачук и др., 1956; Слензак, 1958). Пироксеново-плагиоклазовые, пироксеново-гранатовые и пироксеново-амфиболовые гнейсы нередко в существенном количестве содержат биотит.

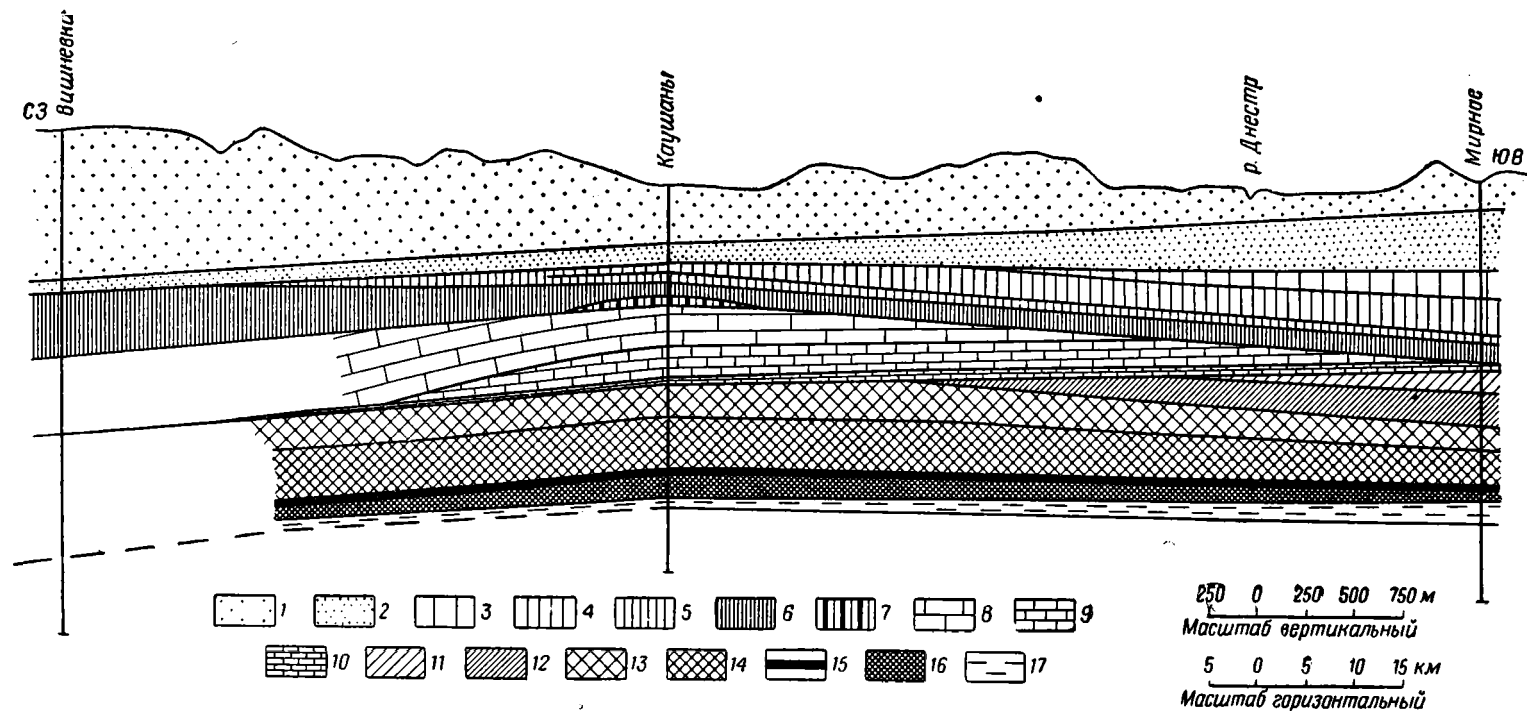
Своеобразная особенность рассматриваемых пород заключается в исключительной неоднородности их состава и резких колебаниях в соотношениях породообразующих минералов. Гнейсы приобретают то меланократовый, то мезократовый облик, при этом существенно меняются также соотношения пи-

Т а б л и ц а 1

Стратиграфическая схема подразделения древних толщ Приднестровья, Молдавии и Причерноморья

Стратиграфические подразделения			Районы		
			Приднестровье	Молдавия	Причерноморье
Силур	Китайгородская свита		Карбонатные, глинисто-карбонатные и сульфатные породы		
Ордовик		Молодовские слои	Известняки и песчаники. Мощность от 0 до 5 м	Отсутствуют	
Рифей или эопалеозой (везд.)	Верхняя мирнинская свита	Верхняя толща переслаивания	Отсутствует		Полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями и пачками аргиллитов. Мощность 94 м
	Нижняя мирнинская свита	Верхняя аргиллитовая толща	Отсутствует		Аргиллиты с пропластками алевролитов. Мощность 144 м
		Каниловские слои	Алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников, нередко полимиктовых. Мощность 130—160 м	Песчаники и алевролиты, в средней и верхней части преимущественно полимиктовые, и алевроитовые аргиллиты. Мощность 160 м	Алевроитовые аргиллиты, песчаники и алевролиты полимиктового состава. Мощность 173 м
		Калюсские слои	Аргиллиты с фосфоритовыми конкрециями. Мощность 26—45 м	Аргиллиты с фосфоритовыми конкрециями. В основании туфогенные прослои. Мощность 242 м	Аргиллиты с пропластками туфов. Внизу аргиллиты. Мощность 161 м
	Ушицкая свита	Джуржевские слои	Песчаники, реже слюдисто-глинистые породы. Мощность от 5 до 25 м	Аркозовые песчаники. Встречены проблематические органические остатки. Мощность 22 м	Аркозовые песчаники с полимиктовой примесью. Мощность 26 м

Рифей или эопалезой (вент)	Ушицкая свита	Ярышевские слои	Туфогенные песчаники, крем- нистые туфы, туффиты, арко- зовые песчаники, аргиллиты. (Абсолютный возраст 590 млн. лет). Мощность 50—80 м	Алевритовые аргиллиты и аргиллиты. Мощность 22 м	Аргиллиты, тонкое переслаи- вание аргиллитов и алевролит- тов. Мощность 42 м
	Могилевская свита	Ямпольские слои Ломозовские слои Олчедаевские слои	Разнозернистые аркозовые песчаники. Мощность 15—20 м Аргиллиты, алевролиты, ми- калиты, песчаники. Мощность от 0 до 15 м Грубозернистые аркозовые песчаники. Мощность от 0 до 20 м	Аркозовые песчаники. Мощность 15 м Отсутствуют Отсутствуют	Разнозернистые аркозовые песчаники. Мощность 30 м Аргиллиты, алевролиты, пес- чаники. Мощность 16 м Грубозернистые аркозовые песчаники. Мощность 22 м
Рифей	Каменская свита		Диабазы, габбро-диабазы, спилиты, туфы, в основании прослои песчаных пород и аргиллитов	Отсутствуют	
Протерозой			Продукты выветривания пород кристаллического фундамента Мощность от 0 до 3 м	Глубина проникновения вы- ветривания 30 м	Следы выветривания в гра- нитоидах
Архей			Кристаллический фундамент — породы чарнокитовой формации: гнейсы, мигматиты, чарнокиты, розовые гранитоиды	гнейсы, чарнокиты, розовые гранитоиды	Розовые гранитоиды со шли- роподобными участками, обо- гащенными биотитом, роговой обманкой и пироксеном



Фиг. 3. Схематический профиль по линии Вишневка — Каушаны — Мирное

1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — верхний мел, кампан; 4 — верхний мел, сантон; 5 — верхний мел, турон + коньяк; 6 — нижний мел [?]; 7 — верхняя юра; 8 — силур, лудлоу; 9 — силур, венлок; 10 — силур, ландовери; 11 — рифей, верхняя мирнинская свита; 12 — рифей, нижняя мирнинская свита; 13 — рифей, ушицкая свита, каниловские слои; 14 — рифей, ушицкая свита, калюсские слои; 15 — рифей, ушицкая свита, джуржевские слои; 16 — рифей, ушицкая свита, ярышевские слои; 17 — рифей, могилевская свита

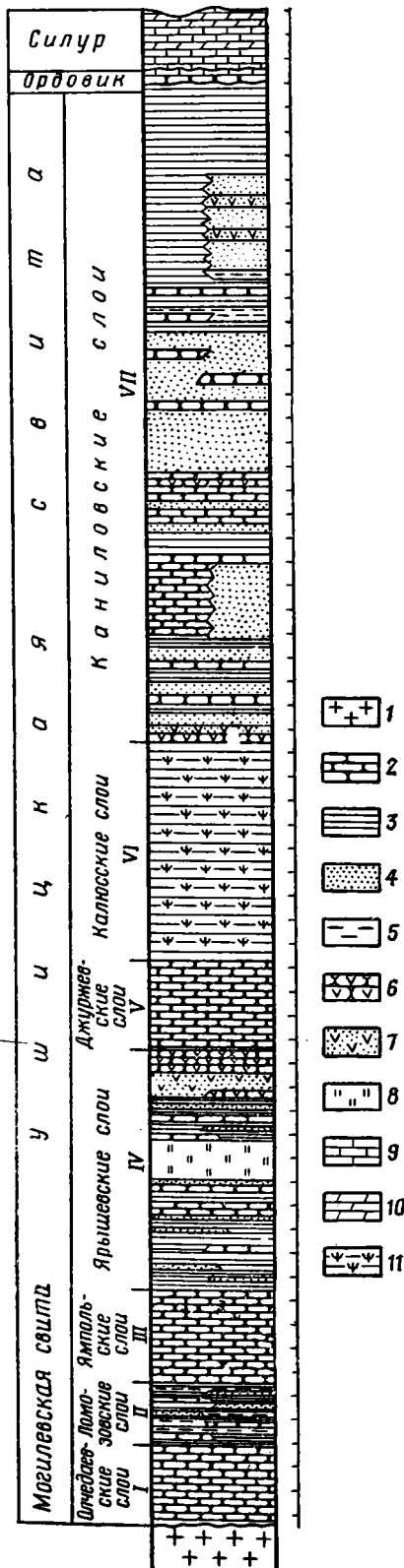
роксинов, амфиболов, биотита и граната.

Гнейсы присутствуют в виде ксенолитов линзовидной формы и различных размеров, иногда пластовых тел, расположенных среди биотитово-гранатовых, реже кордиеритово-гранатовых мигматитов, чарнокитов, розовых среднезернистых гранулитов, сменяющихся лейкократовыми пегматоидными гранитами и пегматитами.

В районах, расположенных южнее Днестра, насколько можно судить по данным немногочисленных скважин, вскрывших кристаллический фундамент (Мирное, Каушаны), последний, как показали наши исследования, представлен породами той же чарнокитовой формации. Мирнинской опорной скважиной вскрыты розовые гранитоидные породы с резко неоднородным составом: в одних участках это лейкократовые образования, в других породы значительно обогащены темноцветными минералами, преимущественно биотитом, иногда с реликтами роговой обманки и пироксенов, надело замещенных серпентино-хлоритом, кальцитом и рудными железистыми минералами. Этим породам свойственна типичная гранобластовая структура. Гипидиоморфизм во взаимоотношениях минералов, обычный в нормальных гранитах, здесь отсутствует и породообразующие компоненты большей частью обладают неправильными очертаниями. Биотит развивается в форме табличек вдоль поверхностей соприкосновения кварца и полевых шпатов и имеет неправильные, часто причудливые очертания. Богатые биотитом темноокрашенные разнородности

Фиг. 4. Сводный стратиграфический разрез древних толщ Приднестровья

I — олчедаевские слои; II — ломозовские слои; III — ямпольские слои; IV — ярышевские слои; V — джуржевские слои; VI — калюсские слои; VII — каниловские слои; (I, II, III — могилевская свита; IV — VII — ушницкая свита); 1 — породы фундамента; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — алевролиты; 5 — микалиты; 6 — туфогенные песчаники; 7 — туфогенные алевролиты; 8 — туфы; 9 — известняки; 10 — мергели; 11 — фосфоритовые конкреции



имеют шпироподобный облик, иногда же напоминают ксенолиты. С биотитом в них тесно связаны магнетит и апатит, количество которых бывает нередко исключительно обильным.

В лейкократовых разновидностях широко развиты явления микроклинизации, которые проявляются с различной интенсивностью и сопровождаются развитием мirmekитовых структур и пойкилитовых прорастаний плагиоклаза и микроклина кварцем.

Каушанская скважина вскрыла толщу, в которой сильно измененные пироксено-биотитово-плагиоклазовые гнейсы часто чередуются со светло-окрашенными розовыми и красноватыми гранулитами и чарнокитами, содержащими нацело замещенный серпентино-хлоритом и кальцитом пироксен, сопровождающийся выделениями железорудных вторичных минералов. Таким образом, породы чарнокитовой формации составляют кристаллический фундамент и в междуречье Днестра и Прута. Они являются непосредственным продолжением полосы, прослеживающейся на обширных пространствах Приднестровья и Подоллии.

О возрасте рассматриваемых пород можно судить по их положению в стратиграфическом разрезе гнейсовых толщ Украинского кристаллического массива. Хотя стратиграфический разрез толщ гнейсов почти не разработан, все исследователи относят гнейсы Побужья и Приднестровья к наиболее древним свитам нижнего архея. Согласно Ю. Ир. Половинкиной (1958б), совокупность геологических и петрографических данных заставляет считать их глубоко метаморфизованной спилитовой формацией архея, образование которой принадлежит к начальному этапу прогибания древней геосинклинали. Л. Г. Ткачук (1954) относит эти породы «к наиболее древнему и глубокому участку земной коры, доступному непосредственному наблюдению». Глубокое преобразование этих отложений и превращение их в чарнокитовые породы связывается с эпохой формирования гранитов днепровско-токовского комплекса, приписываемой одними исследователями в верхней половине нижнего архея (Ткачук, 1954), другими — к среднему этапу нижнего протерозоя (Половинкина, 1953а, б).

С этими данными в общем согласуются результаты определения абсолютного возраста пород рассматриваемой формации, хотя полученные цифры подвержены значительным колебаниям. Согласно исследованиям Л. В. Комлева и др. (1958), возраст пород чарнокитовой формации, определенный свинцовым методом по монацитам, оценивается в 1900—2000 млн. лет. Иные значения были получены для этих пород по калий-аргоновому методу на слюдах, выделенных из гранитов чарнокитовой серии. Они определяют возраст этих образований в 1400—1630 млн. лет. Возраст красных гранитов по ортиту оценивается в 1870 млн. лет (Семеновко, Бурксер, Ивантишин, 1958). Причина расхождений пока неясна. Возможно, калий-аргоновый метод отражает в какой-то мере возраст процессов гранитизации, связанных со значительно более поздними геологическими этапами развития Украинского кристаллического массива.

ПРОТЕРОЗОЙ (?)

Кора выветривания

К протерозойскому времени могут быть предположительно отнесены элювиальные образования, представляющие собой остатки древней коры выветривания на разнообразных кристаллических породах. Эти остатки перекрыты песчаниками и гравелитами разных горизонтов нормально-осадочной могилевской свиты. Взаимоотношения коры выветривания с эффузивно-осадочными породами более древней, чем могилевская, каменской свиты не установлены, поскольку последние скважинами полностью не пересечены и их контакт с кристаллическим фундаментом не вскрыт.

Древняя кора выветривания наблюдается лишь в отдельных впадинах рельефа кристаллического ложа, где она сохранилась от последующего размыва. В большинстве разрезов кора выветривания отсутствует, и песчаники могилевской свиты залегают непосредственно на породах кристаллического основания, то в большей, то в меньшей степени выветрелых.

Несомненно, однако, что в доолчедаевское время кора выветривания перекрывала кристаллический фундамент в виде сплошного плаща. На это указывает приуроченность сохранившихся участков коры к пологим депрессиям рельефа фундамента, обычно незначительная ее мощность (от десятков сантиметров до 3 м) и характер сформированных продуктов, свидетельствующий о том, что повсеместно мы сталкиваемся лишь с наиболее низкими ее горизонтами.

В зависимости от минерального состава кристаллических пород, за счет изменения которых возникли рыхлые продукты, можно различать два типа кор выветривания: 1) кора выветривания по гранитоидам; 2) кора выветривания по мезо- и меланократовым чарнокитовым породам и пироксеново-плаггиоклазовым гнейсам.

Коры первого типа обычно развиты на небольшую глубину, измеряемую десятками сантиметров. Более полный разрез наблюдался нами в верховьях р. Лядавы, на левом ее берегу, выше с. Высший Олчедаев. Здесь в основании разреза расположены мясокрасные лейкократовые пегматоидные граниты, розовые гранулиты и биотитово-гранатовые мигматиты. Вверх по разрезу эти породы теряют присущую им монолитность и постепенно переходят в ожелезненные дезинтегрированные продукты, частично сохраняющие структурный и текстурный облик исходных образований. Еще выше эти породы сменяются буро-коричневой толщей мощностью около 3 м, сложенной сильно ожелезненной глинисто-дресвяно-щелебчатой массой, в отдельных участках с неясными признаками слоистости. На ней залегают окрашенные в серый цвет песчаники и гравелиты олчедаевских слоев.

Сходного облика разрезы описаны О. В. Крашенинниковой в ряде пунктов: вблизи Руссавы около Ямполья, на левом берегу р. Лозовой в окрестностях сел. Садки и в других местах.

Заметно более глубоко развивается кора выветривания на породах основного состава: пироксеново-плаггиоклазовых гнейсах и чарнокитах мезо- и меланократового облика. Здесь мощность разложившейся зоны колеблется от 0,5 до 2 м. Пироксен и другие темные минералы замещаются хлоритом, разнообразными глинистыми минералами, окислами железа и карбонатами, а полевые шпаты — серицитом, гидрослюдами и каолинитом. Кристаллические породы переходят в красновато-бурые и зеленоватые глинистые образования, сохраняющие в нижних своих частях текстурный облик исходных пород.

Признаки значительной выветрелости обнаруживают гранитоидные породы в районе Одессы (опорная скважина Мирное). Верхняя зона пород кристаллического фундамента ожелезнена. Биотит в значительной степени превращен в хлорит, гидратизирован, приобрел вермикулитоподобную структуру и замещен каолинитом. Каолинитизации и серицитизации подверглись также полевые шпаты. Широким развитием пользуются вторичные карбонаты, замещающие ряд минералов.

Мощная кора выветривания (около 30 м) вскрыта опорной скважиной Каушаны. Здесь породы фундамента представляют собой тонко-полосчатый комплекс, где меланократовые породы чарнокитового ряда перемежаются с розовыми лейкократовыми гранитоидами. Меланократовые полосы нацело замещены хлоритом, глинистыми минералами разнообразного облика, окислами железа и карбонатами. Лейкократовые гранитоидные полосы обычно несколько ожелезнены и интенсивно серицитизированы.

Хотя текстура исходных пород сохранилась, вся вскрытая зона фундамента представляет собой в целом кору выветривания.

Как видно из приведенных данных, на всем обширном пространстве рассматриваемой территории фиксируются признаки континентального выветривания кристаллических пород, при этом в ряде пунктов сохранились участки коры заметной или даже значительной мощности.

Эти образования, естественно, возникли значительно позднее не только той сложной тектонической перестройки, в результате которой сформировался цоколь платформы, но и позднее развития пенепленизированной поверхности, какой, по имеющимся данным, была поверхность кристаллического фундамента к началу накопления осадков пород в платформенных водоемах. Таким образом, кора выветривания несомненно моложе самых молодых протерозойских пород, принимающих участие в строении кристаллического фундамента. Хотя возрастные взаимоотношения коры выветривания с эффузивно-осадочной каменной свитой не установлены, есть основания полагать, что образование коры предшествовало накоплению этой свиты.

Как известно, на обширных пространствах Русской платформы в основании всех рифейских толщ отмечается кора выветривания или признаки ее былого существования. Можно полагать, что и рассматриваемая кора по возрасту синхронична этим образованиям, развитым регионально, на громадных пространствах. Эта кора выветривания древнее наиболее древних толщ рифея и моложе процессов пенепленизации рельефа фундамента, которые завершали протерозойскую эру.

РИФЕЙ

Каменская свита

Древнейшие отложения платформенного покрова представлены толщей вулканогенно-осадочных пород — каменной свитой (Евсеев, 1955). Она была вскрыта сравнительно недавно рядом неглубоких скважин, пробуренных в районе Каменки. Вне этого района выходы свиты известны у с. Пороги. Западнее Ямполья породы кристаллического фундамента повсеместно перекрыты нормально-осадочными отложениями расположенной выше могилевской свиты. Таким образом, площадь развития каменной свиты, по-видимому, довольно ограничена.

Т. Ф. Евсеев (1955), впервые выделивший эти отложения в самостоятельную свиту, различал в ней два горизонта: нижний, габбро-диабазовый, мощностью более 12 м, и верхний, туфогенный, мощностью 11 м. Позднее, когда в результате бурения стали известны более полные разрезы каменной свиты, было установлено, что диабазы, слагающие нижний горизонт, не образуют компактной однородной толщи. В ее строении, помимо типичных эффузивных пород, участвуют пирокластические образования типа туфов и смешанные породы туффитового облика, с которыми они переслаиваются. Некоторую роль играют также и нормально-осадочные глинистые породы, преобразованные в филлитовидные глинисто-серицитовые сланцы. Мощность каменной свиты около 30 м.

По данным В. С. Саянова (1957), диабазы, спилиты и сопровождающие их туфы перекрываются аркозовыми песчаниками ямпольских слоев могилевской свиты.

Диабазы представляют собой мелкозернистую массивную породу с офитовой структурой, окрашенную в черный и зеленоватый цвет. Они состоят из основного плагиоклаза (№ 50—70), количество которого достигает 50—60%, моноклинного пироксена (пижонита) — 30% и титаномagneгита. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, кальцитом и кварцем.

Спилиты характеризуются сферолитовой и миндалекаменной структурой. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Плагиоклаз полностью или частично альбитизирован. Пироксены отсутствуют — они нацело замещены вторичным хлоритом. По плагиоклазу развиваются эпидот и цоизит, а иногда хлорит. Широко развит кальцит.

Туфогенные породы довольно разнообразны. Большой частью это литокластические туфы, состоящие из обломков диабазов, погруженных в связующую массу, замещенную хлоритовыми и глинистыми минералами и интенсивно ожелезненную. По данным В. С. Саянова (1957), встречаются породы, состоящие из обломков спилитов и шоколадно-коричневых сланцев. В туффитовых прослоях, помимо обломков спилитов, присутствуют зерна кварца, полевых шпатов, листочки биотита с кальцитовой и железистой, иногда стекловатой, связующей массой.

Туфопесчаники состоят из пирокластических обломков, наряду с которыми содержатся хорошо окатанные зерна кварца и полевых шпатов. Обломочный материал цементируется листочками биотита и хлорита, которые располагаются параллельно, придавая породе слоисто-сланцеватый облик.

Исследования А. И. Проскурко (1955), Т. Ф. Евсеева (1955) и В. С. Саянова (1957) показали, что диабазы Приднестровья исключительно близки по минеральному и химическому составу к диабазам и габбро-диабазам Волыни. Последние, как известно, на Волыни и в Белоруссии образуют стратиграфически выдержанный комплекс, подстилающий гдовские и ляминаритовые слои, в свою очередь перекрытые надламинаритовыми песчаниками и палеонтологически охарактеризованными нижнекембрийскими синими глинами.

Таким образом, по положению в разрезе и характерным особенностям пород представляется возможным сопоставить рассматриваемую каменскую свиту с волынской (Брунс, 1955) или эффузивно-осадочной толщей (Шульга, 1951, 1952а, б), рифейский возраст которых бесспорен.

РИФЕЙ ИЛИ НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (ВЕНД)

Древние (доордовикские) свиты

На архейских породах кристаллического фундамента, местами с сохранившимися остатками коры выветривания, а в некоторых районах на эффузивно-осадочных отложениях рифея (каменская свита) залегает мощная серия терригенных пород, содержащая единичные, большей частью проблематичные органические остатки. Степень сохранности последних не дает возможности сколь-либо уверенно установить возраст вмещающих пород.

В некоторых районах Приднестровья на этих практически немых толщах лежат песчанистые известняки мощностью от 0,1 до 4,2 м, содержащие богатую и разнообразную ископаемую фауну, позволяющую сопоставить их с ликгольмскими слоями карадока и ашгиллия (Никифорова, 1948). Эти известняки в свою очередь трансгрессивно перекрываются глинисто-карбонатными отложениями ландоверийского яруса. В районе Одессы (скважина Мирное), центральной Молдавии, в большинстве районов Приднестровья отложения ордовика отсутствуют и немые терригенные толщи трансгрессивно перекрываются ландоверийскими карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями (китайгородский горизонт).

По литологическим особенностям рассматриваемая серия терригенных отложений подразделяется на следующие пять свит: могилевскую, ущицкую, каушанскую, нижнюю мирнинскую и верхнюю мирнинскую.

Отложения могилевской свиты представлены преимущественно аркозовыми песчаниками с подчиненной им пачкой глинистых пород в средней части. Они распространены на обширной территории. В долине Днестра выходы свиты прослеживаются от устья р. Марковки на востоке до устья р. Калюс на западе и в склонах многих левых притоков Днестра: Броницы, Дерло, Немии, Серебрии, Лядавы, Жвана и др. По положению в разрезе и литологическому облику пород могилевская свита отчетливо выделяется во всех глубоких скважинах, вскрывших кристаллический фундамент (Мирное, Каушаны и Унгены).

В Приднестровье, где впервые могилевская свита была выделена, мощность ее около 50—60 м. Здесь эта свита отчетливо подразделяется на олчедаевские, ломозовские и ямпольские слои.

Олчедаевские слои представлены грубообломочными аркозовыми песчаниками, нередко гравелитовыми, иногда с галькой гранитов. Характерная особенность пород заключается в резком преобладании среди полевых шпатов микроклина над плагиоклазом. В отдельных слоях в существенном количестве присутствуют слюды. Цвет пород розовато- и зеленовато-серый, иногда темно-серый. Текстура нередко косослоистая. Местами в основании олчедаевских слоев отмечаются валуны гранита до 0,5, а изредка до 1 м в поперечнике. Мощность горизонта до 15—20 м.

Ломозовские слои сложены своеобразными микрослоистыми слюдяными породами (микалитами), слюдястыми зеленовато-серыми аргиллитами, распадающимися на тонкие плитки. Аргиллиты нередко тонко перемежаются пропластками алевролитов и содержат линзы тонкозернистых слюдястых песчаников. Породам этих слоев присуща тонко- и параллельно-слоистая текстура, местами, однако, последняя становится пологоволнистой, изредка косослоистой. Как отмечает О. В. Крашенинникова (1956), ломозовские слои по простираению изменчивы. В некоторых разрезах отложения представлены алевролитами, мелкозернистыми сланцевидными песчаниками и песчано-слюдястыми сланцами; аргиллиты же, обогащенные песчано-алевритовым материалом, играют подчиненную роль, присутствуя преимущественно лишь в верхней части горизонта. Г. Х. Дикенштейн и В. М. Савостьянов указывают на фациальное замещение в восточном направлении аргиллитов и алевролитов ломозовских слоев песчаниками.

В. П. Курочка (1959) установил присутствие в аргиллитах некоторых изученных им разрезов линзовидных фосфоритовых конкреций. В обломочных слюдяных породах и аргиллитах констатирован аутигенный глауконит.

Контакт ломозовских слоев с расположенными ниже олчедаевскими большей частью отчетливый и резкий, однако признаки размыва, на которые указывала О. В. Крашенинникова (1956), ни мы, ни другие исследователи (М. Ф. Стажук, В. П. Курочка) не наблюдали. Мощность ломозовских слоев в Приднестровье около 15 м.

Ямпольские слои представлены разнозернистыми тонкослоистыми аркозовыми песчаниками. Окраска их светло-серая, иногда с зеленоватым оттенком. Буровато-черные мелкие пятнышки окислов марганца часто усеивают поверхность породы и придают окраске крапчатый облик. Появление их обусловлено разложением марганецсодержащего кальцита при современном выветривании. Песчаникам ямпольских слоев присуща косая слоистость. В нижней и верхней частях слоев отмечаются многочисленные волноприбойные знаки и углубления, напоминающие то отпечатки дождевых капель, то следы сверлящих организмов, а также своеобразные бугорки, которые в свое время Л. Ф. Лунгерсгаузен считал «песчаными пузырями» (табл. I, 4). Песчаники ямпольских слоев отличаются

от ольчедаевских существенно иными соотношениями калиевых полевых шпатов и плагиоклаза. Последний здесь присутствует в соизмеримом количестве с микроклином, иногда же несколько преобладает. Мощность ямпольского горизонта около 15—20 м.

Как видно из приведенных данных, могилевская свита в пределах Приднестровья имеет отчетливо трехчленное строение: нижняя и верхняя ее части сложены песчаниками, а средняя — аргиллитами и алевролитовыми породами.

В ряде разрезов нижние горизонты могилевской свиты выпадают, и непосредственно на кристаллическом фундаменте или породах каменной свиты залегают то лозовские, то ямпольские слои (г. Ямполь, с. Коссуцы и другие пункты).

Несколько иной облик приобретает могилевская свита в районе Одессы (опорная скважина Мирное), где она вскрыта в интервале 1543,5—1611 м. Как и в Приднестровье, она отчетливо подразделяется на три пачки.

Нижняя, соответствующая ольчедаевским слоям, мощностью 21,7 м, представлена грубозернистыми, реже средне- и мелкозернистыми слоистыми, иногда массивными, аркозовыми песчаниками, часто содержащими мелкие гальки гранитов. Слоистость, обусловленная сменой различного по крупности и сортированности обломочного материала и присутствием скоплений листочков слюды, бывает нормальной, волнистой и косой. Окраска песчаников преимущественно серая, различных оттенков, однако отдельные прослои, содержащие остаточный железистый и глинистый цемент, окрашены в красновато- и буровато-коричневый цвет. В песчаниках попадаются тонкие пропластки (5—10 см) и реже прослои аргиллитов и алевролитов, в большей или меньшей степени песчаных, шоколадно-коричневых. В составе обломочного материала существенную роль приобретает плагиоклаз. В некоторых прослоях наблюдаются скопления листочков биотита.

Средняя пачка, отвечающая лозовским слоям, мощностью 15,8 м, сложена в нижней, большей своей части, алевролитами с прослоем песчаника (около 0,4 м) и аргиллитами — в верхней. Алевролиты слюдистые, железисто-глинистые, шоколадно-коричневые, микрослоистые. Обломочный материал алевролитов (60—80%) полевошпатово-кварцевый, с заметной примесью биотита и хлорита. Аргиллиты, развитые в верхней части пачки, слюдистые, алевроитовые, часто микрослоистые, обычно легко раскалывающиеся на тонкие плитки. Как и алевролиты, они окрашены в шоколадно-коричневый цвет.

Верхняя пачка, соответствующая ямпольским слоям, мощностью 30 м, сложена грубозернистыми, крупнозернистыми, реже разно- и мелкозернистыми песчаниками. В отличие от песчаников ольчедаевских слоев в их составе, помимо кварца и полевых шпатов, иногда присутствует заметная примесь обломков эффузивных пород и аргиллитов и, соответственно, окраска их приобретает красноватый и коричневатый оттенок.

Каушанской опорной скважиной отложения, соответствующие могилевской свите, вскрыты в интервале 1400,0—1385,7 м. Они представлены грубо- и разнозернистыми песчаниками, то с небольшой, то с заметной примесью гравийного материала. Реже наблюдаются тонкозернистые песчаники. В подчиненном количестве присутствуют маломощные пропластки своеобразных сланцеподобных слюдяных пород (микалиты) и слюдистых сланцеватых песчаников. В строении толщи наблюдается в общем закономерная смена вверх по разрезу грубозернистых пород все более и более мелкозернистыми.

По составу песчаники полевошпатово-кварцевые, приближающиеся к аркозам, нередко аркозовые с новообразованным кварцем, слюдисто-серпентиновым и карбонатным цементом. Окраска их розовато-серая и серая различных оттенков, сложение массивное и неясногубослоистое.

Облик пород, вскрытых Каушанской скважиной, ближе напоминает ямпольские песчаники, нежели олчедаевские. Сокращенный разрез свиты (мощность 14,3 м) обусловлен неровностями поверхности кристаллического фундамента, в результате чего нижние ее горизонты здесь не отлагались.

По мнению В. П. Курочки (1959), уделившего в своей работе особое внимание текстурному облику пород и фациальной обстановке их образования, отложения олчедаевских слоев являются осадками русловых потоков, ломозовские — пойменно-озерными, а ямпольские песчаники — осадками приустьевого мелководья.

Необходимо отметить, однако, что присущие породам свиты косослоистые текстуры полифациальны. Часто хорошая сортировка обломочного материала в слоях, пологий их наклон, однородный состав и ряд других признаков, рассматриваемых ниже, дают основание считать, что косослоистые текстуры, присущие ломозовским и ямпольским слоям, более характерны для морских отложений, нежели для континентальных.

Ушицкая свита

Отложения ушицкой свиты представлены главным образом аргиллитами и алевролитами; песчаники развиты ограниченно и среди них преобладают мелкозернистые разновидности.

В Приднестровье, где впервые ушицкая свита была выделена, она подразделяется по литологическим признакам на многочисленные горизонты. Однако в разрезах Одессы и Молдавии большинство их не распознается. Для сопоставления этих трех удаленных один от другого разрезов необходимо было установить наличие общих маркирующих реперов. Таким репером являются песчаники, выделенные в приднестровском разрезе под названием джуржевских слоев, на которых лежат фосфоритоносные калюсские, или миньковецкие слои. Джуржевские песчаники прослеживаются в Каушанской и Мирнинской скважинах, а в залегающих на них аргиллитах отмечаются фосфатные проявления. Соответственно представляется возможным подразделить ушицкую свиту на следующие слои: 1) межаркозовые, или ярышевские, 2) джуржевские, или мерешевские, 3) калюсские, или миньковецкие, 4) каниловские, или соколецко-комаровские.

Ярышевские слои (Дикенштейн, 1953а), или межаркозовый горизонт (Ларин и Светозарова, 1932), располагаются на песчаниках ямпольских слоев без каких-либо признаков стратиграфического перерыва. Л. Ф. Лунгерсгаузен (1937), основываясь на широком развитии каолинита в ямпольских слоях, рассматривал каолинизацию как проявление древнего континентального выветривания и на основании этого считал, что между отложениями могилевской и ушицкой свит отмечается крупный стратиграфический перерыв, соответствующий границе кембрия и силура. Однако большинство геологов, позднее изучавших Приднестровье и специально обращавших внимание на характер указанной границы, пришли к выводу о стратиграфической непрерывности разреза (Стацук, 1958; Курочка, 1959).

В Приднестровье ярышевские слои литологически неоднородны. Они сложены аргиллитами, алевролитами и песчаниками различной окраски и облика. Среди этих пород нашими исследованиями установлена пачка пестроцветных кремнистых туфов и туффитов; присутствуют также прослои полимиктовых туфогенных алевролитов и мелкозернистых песчаников, окрашенных в грязновато-зеленоватый цвет. По преобладанию тех или иных пород этот стратиграфический интервал большинством исследователей подразделяется на более мелкие единицы.

Литологический состав ярышевских слоев неустойчив и, как отмечают исследователи, отдельные подразделения разреза варьируют в мощности,

а иногда почти нацело выклиниваются. Наиболее устойчивым элементом разреза являются шоколадно-коричневые и зеленоватые кремнистые туфы и туффиты (броницкий горизонт Г. Х. Дикенштейна). По данным Е. П. Брунс и К. Э. Якобсон (1963), броницкий горизонт прослеживается в ряде разрезов Волины, где он перекрывается терригенной толщей, которая в свою очередь перекрывается фаунистически охарактеризованными синими глинами нижнего кембрия.

Мощность ярышевских слоев составляет, согласно Г. Х. Дикенштейну (1957), 40—50 м; О. В. Крашенинниковой — 55—70 м, В. П. Курочке (1959) — 80 м.

Каушанской скважиной отложения, соответствующие ярышевским слоям, мощностью 21,7 м, вскрыты в интервале 1385,7—1364,0 м. Контакт с ямпольскими слоями отчетливый и резкий, но без каких-либо признаков стратиграфического перерыва. В отличие от соответствующих пород, развитых в Приднестровье, ярышевские слои здесь литологически однородны и представлены темно-серыми неравномерно-алевритовыми с песчаной примесью аргиллитами, вверх по разрезу сменяющимися безалевритовой разновидностью с зеленоватым оттенком. В средней части горизонта отмечается прослой с текстурой подводного оползня.

В мирнинском разрезе ярышевские слои мощностью 42 м вскрыты в интервале 1543,5—1501,5 м. В нижней части они представлены темно-серыми аргиллитами, вверх по разрезу сменяющимися тонким чередованием аргиллитов и алевролитов. Верхняя треть слоев сложена аргиллитами шоколадно-коричневой и зеленоватой окраски, с раковистым изломом; по внешнему облику они несколько напоминают породы броницкого горизонта.

Сопоставление приведенных разрезов отчетливо указывает на фациальную изменчивость пород. Песчано-глинистые отложения Приднестровья, которые большинство исследователей (Дикенштейн, 1957; Крашенинникова, 1956; Сташук, 1958; Курочка, 1959) рассматривает как осадки прибрежно-морского мелководья, по направлению к Одессе и Молдавии сменяются существенно глинистыми породами, в которых песчаный и алевритовый материал играет резко подчиненную роль, что указывает на большую глубоководность южных частей бассейна аккумуляции.

В отложениях ярышевских слоев, по данным О. В. Крашенинниковой (1956), содержатся мелкие споры, сходные со спорами из гдовских слоев (определение С. Н. Наумовой). В правобережных районах Днестра (Вертуляны, Санатовка и Матауцы) Б. В. Тимофеев (1952) обнаружил споры, характерные, по его мнению, для ламинаритовых и частично гдовских слоев Прибалтики. По данным Н. А. Волковой, споры, присутствующие в ярышевских слоях, по облику резко отличны от спор, характерных для синих глин, и близко напоминают споры, свойственные валдайскому комплексу.

Джуржевские слои (Лунгерсгаузен и Никифорова, 1942), или мерешевский горизонт (Дикенштейн, 1953а), по данным О. В. Крашенинниковой (1956), залегают на ярышевских породах со значительным перерывом. Однако ни наши наблюдения, ни наблюдения других исследователей (Сташук, 1957а, б; Курочка, 1959) эти данные не подтвердили.

В Приднестровье журжевские слои представлены в нижней части крупно- и среднезернистыми песчаниками серого, зеленовато-серого и желтого цвета, сменяющимися вверх мелкозернистыми песчаниками, песчанистыми алевролитами с подчиненными прослоями слюдисто-глинистых сланцевидных пород (микалитов). Песчаники преимущественно кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые. Среди них нередко встречаются конгломераты с галькой размером до 20 × 15 см. Гальки представлены теми же песчаными породами, сцементированными фосфатным цементом, реже

фосфоритами. Некоторые песчаники с известковым, частично перекристаллизованным, цементом содержат органические остатки. Мощность джуржевских слоев в Приднестровье колеблется в широких пределах — от 5 до 25 м.

В Каушанской скважине джуржевские слои мощностью 22 м вскрыты в интервале 1364—1342 м. Они сложены почти исключительно мелкозернистыми аркозовыми песчаниками. Лишь в основании горизонта наблюдается чередование песчаных алевролитов с подчиненными им прослоями аргиллитов, которое указывает на постепенный характер перехода отложений ярышевских слоев в джуржевские. В кровле песчаники обогащаются глинистым веществом, играющим роль цемента, и постепенно сменяются тонкослоистыми песчаными аргиллитами.

Песчаники — кварцитовидные, серые, мелкозернистые, аркозовые, некоторые их прослойки значительно обогащены полевыми шпатами, часто присутствующими в соизмеримом количестве с обломочным кварцем. В прослоях иногда отмечаются единичные обломочные зерна эффузивных пород, халцедона, кварцитов и роговиков. Как и в Приднестровье, здесь изредка попадаются хорошо окатанные мелкие обломки фосфатных пород.

В Мирнинской опорной скважине джуржевским слоям соответствует пачка песчаников мощностью 26 м, вскрытая в интервале 1501,5—1475,5 м. По внешнему облику эти песчаники очень сходны с джуржевскими песчаниками каушанского разреза. Это такие же кварцитовидные светло-серые слоистые, иногда массивные, породы, мелкозернистые, реже алевроитистые, прослоями переходящие в песчаные алевролиты. По составу песчаники аркозовые, со значительной примесью обломков пород — кислых и основных эффузивов, кристаллических слюдяных сланцев, аргиллитов и глинистых сланцев, реже халцедона. Обильны слюды — биотит, мусковит; в заметном количестве встречается хлорит.

Сопоставление приведенных разрезов позволяет заметить черты закономерного изменения состава песчаников джуржевского горизонта. В Приднестровье это преимущественно олигомиктовые кварцевые или полевошпатово-кварцевые песчаники с резко доминирующей ролью кварца. В Молдавии (Каушаны) песчаники приобретают типичный аркозовый состав и в них появляются единичные обломки эффузивных пород. В одесском разрезе (Мирное) те же аркозы содержат уже заметную примесь обломков эффузивных пород, кристаллических сланцев, аргиллитов, приближаясь по составу к полимиктовым песчаникам. В Приднестровье отложения джуржевского горизонта несут отчетливые черты прибрежно-морских условий накоплений (характер косослоистых текстур, знаки ряби трещины усыхания и пр.). На территории Молдавии и Причерноморья фациальные условия были несколько иными. Накопление осадков происходило в более спокойной обстановке морского бассейна (горизонтальный тип слоистости, хорошая сортировка материала, однородный состав слоев и др.).

В джуржевских слоях были обнаружены палеонтологические остатки. В окрестностях с. Атаки (правобережье Днестра) И. М. Сухов и Н. Н. Слуцкий нашли в одном из образцов песчаника остаток организма, тщательное изучение которого произвел А. М. Обут. Последний пришел к заключению, что эта форма принадлежит к роду *Dictionema*. Сохранность ее не допускает более точного видового определения. Изображение указанной формы приведено в работе И. М. Сухова (1959). По-видимому, это проблематический остаток, чрезвычайно сходный с диктионемами, которые до последнего времени были известны лишь начиная со среднего кембрия.

Многочисленные остатки микрофауны были обнаружены в образце песчаника, переданного мне М. Ф. Стацуком. Образец взят из обнажения по железнодорожной линии Могилев-Подольский — Черновцы у второго



Фиг. 5. Проблематические органические остатки типа *Archaeosphaera cambrica* Reitlinger в карбонатном цементе джуржевских слоев.
При одном никеле, увел. 100

пикета 202 км (от Черновца). Согласно заключению З. А. Журавлевой, здесь присутствуют сферы, похожие на *Archaeosphaera cambrica* Reitlinger, которые относят либо к фораминиферам, либо к растительным остаткам типа оогений (фиг. 5). Такие формы широко распространены в нижнекембрийских отложениях Сибири в бассейнах рек Лены и Оленека, где они приурочены к красноцветной толще алданского яруса.

Калюсские слои (Лунгерсгаузен и Никифорова, 1942), или миньковецкий горизонт (Дикенштейн, 1953а), выделяются в разрезах Приднестровья необычайно четко по своему литологическому облику, резко отличному от остальных горизонтов. Они сложены темно-серыми и серовато-черными аргиллитами, в отдельных прослоях обладающими слегка зеленоватым или буроватым оттенком. В нижней части горизонта в аргиллитах иногда присутствуют тонкие прослои песчаников, по составу идентичных песчаникам подстилающего горизонта. Аргиллиты не размокают в воде и распадаются на тончайшие пластинки, поверхность которых при выветривании иногда покрывается ярко-желтыми цветками ярозита. Реже в составе горизонта присутствуют алевритистые и алевритовые разновидности, а в некоторых разрезах — алевролиты, содержащие иногда глауконит и приобретающие более отчетливый зеленоватый оттенок. В алевритовых аргиллитах иногда присутствуют линзовидные пропластки песчаников, содержащих окатанные зерна и галечки фосфоритов и фосфатных пород.

Темная и черная окраска аргиллитов обусловлена высоким содержанием органического вещества и дисперсного пирита. В разрезе Наславче в средней и верхней частях горизонта отмечаются битуминозные пропластки и пленочки со слюдястым блеском, горящие в пламени свечи. Эти образования, по данным Т. Васкауцану (Văscăuțanu, 1931), содержат до 23,1% углерода и около 10,8% летучих битуминозных компонентов.

Характерная особенность горизонта заключается в присутствии в нем шарообразных фосфоритовых конкреций радиально-лучистой структуры. Последние располагаются закономерно, группируясь в ряды — горизонты,

число которых достигает десяти (Фурман, 1954). В пределах каждого ряда конкреции обычно отстоят одна от другой на расстоянии 0,80—1,00 м, причем размеры их, как правило, одинаковы. Конкреции средних размеров размещаются в нижней части горизонта, выше, в средней его части, они достигают наибольшей величины и далее, вверх по разрезу, размер их уменьшается. Мелкие конкреции обычно располагаются более кучно. Нередко конкреции прилегают вплотную одна к другой, срастаясь в двойники, тройники и т. д. Иногда фосфоритовые конкреции срастаются в сплошные линзовидные плиты, длиной до нескольких метров.

Помимо шаровидных фосфоритовых конкреций, в аргиллитах миньковецкого горизонта отмечены фосфатные скопления в форме нечетко очерченных линзовидных образований мощностью до 10 см, в которых содержание P_2O_5 колеблется, по данным М. Ф. Стащук (1958), от 9 до 19%.

Другой характерной особенностью калюсского горизонта является присутствие в нем своеобразных известковых образований с фунтиковой текстурой (cone in cone), прослеживающихся в форме линз и линзовидных прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м (табл. I, 1, 2).

Указанные образования большей частью залегают согласно с вмещающими их аргиллитами, иногда же размещаются под очень небольшим углом к слоистости. Большинство исследователей принимало их за пластовые тела. Однако, как показали исследования, эти образования иногда наблюдаются также в форме секущих тел, с углами относительно напластования в 15—30 и 40—60° (Стащук, 1958) и, следовательно, являются своеобразными жильными образованиями. Помимо известковых линз с фунтиковой текстурой, в аргиллитах наблюдаются известковые пропластки, частично перекристаллизованные, содержащие выделения фосфатного вещества.

Мощность калюсских слоев в Приднестровье колеблется от 26 до 45 м.

В каушанском разрезе калюсским слоям соответствует толща пород мощностью 242 м, вскрытая скважиной в интервале 1342—1100 м. Как и в Приднестровье, этот разрез литологически довольно однороден. Несмотря на однородность, рассматриваемая часть каушанского разреза литологически отчетливо подразделяется на две толщи: нижняя толща мощностью 102 м (в интервале 1342—1240 м) сложена аргиллитами (с незначительной примесью алевроитового материала), окрашенными в темно-серый, аспидно-серый, серовато-черный, реже в отдельных прослоях и пачках в зеленовато-серый и серовато-зеленый цвет; они отличаются тончайшей ленточно-микрослоистой текстурой. В нижней части этой толщи среди зеленовато-серых аргиллитов отмечаются прослои карбонатно-кремнистых пород и пропластки туфогенных и туфогенно-глинисто-карбонатных пород, а в ее основании размещается слой (1 м) серовато-светло-зеленых интенсивно измененных туффовых аргиллитов.

Характерной особенностью нижней толщи является ее фосфоритоносность. Несколько повышенное содержание P_2O_5 (до 0,7%) обнаруживают темно-серые и серовато-черные аргиллиты, в которых фосфатное вещество тонко диспергировано в глинистой массе. Помимо того, фосфатное вещество присутствует в форме мелких (2—5 см) неправильных, несколько удлиненных стяжений, желваков, линзовидных выделений, реже попадаются окатанные обломки и гальки. Иногда включения фосфатов обильны и образуют пропластки фосфатной брекчии мощностью до 2 см. Они состоят из крупных и мелких обломков фосфатного вещества в ассоциации с песчаным материалом, глауконитом, сидеритом и цементируются кальцитом.

В аргиллитах отмечены редкие пропластки, толщиной в несколько сантиметров, известняков разнообразного облика. Известняки частично перекристаллизованы. В них наблюдаются причудливые образования кальцита, напоминающие по форме пепловые частицы. Встречаются пропластки

перекристаллизованных глинистых известняков, состоящих из радиально-и звездчато-лучистых агрегатов, вплотную примыкающих один к другому. Присутствуют также редкие прослои фосфатно-карбонатных пород, в которых фосфатное вещество образует оолиты и мелкие конкреции с внутренней полостью, выполненной диккитом.

Для рассматриваемой толщи весьма характерны многочисленные карбонатные прожилки с типичной фунтиковой («cone in cone») текстурой. Последние большей частью почти совпадают со слоистостью или же расположены к ней под острым углом (несколько градусов). Изредка такие прожилки пересекают аргиллиты под углом 30°. По своему текстурному облику и характеру залегания эти образования идентичны кальцитовым, развитым в типичных разрезах калюсского горизонта в Приднестровье, но резко отличаются от них по составу, слагаясь исключительно сидеритом.

Как видно из приведенных данных, нижняя толща по ряду характерных литологических признаков соответствует калюсским, или миньковецким слоям.

Верхняя толща каушанского разреза, мощностью 140 м, выделяется в интервале 1240—1100 м. В ее основании залегает слой двухметровой мощности мелкозернистых песчаников полимиктового состава, с заметным содержанием обломочных зерен эффузивных пород. Верхняя толща тоже сложена темно-серыми, почти черными микрослоистыми аргиллитами, заметно обогащенными алевритовым материалом, содержание которого вверх по разрезу возрастает. Наряду с алевритовыми и алевритистыми аргиллитами, в строении толщи существенную роль играют неравномерно-алееритовые аргиллиты — породы промежуточные между алевритовыми аргиллитами и глинистыми алевритами, а также обособленные прослойки алевролитов, часто песчанистых и мелкозернистых песчаников. Обломочные породы характеризуются полимиктовым составом. Фосфатные выделения, еще встречающиеся в самой нижней части этой толщи, по мере движения вверх по разрезу становятся более редкими, а в верхней, большей ее части (мощностью 90 м) полностью отсутствуют. В этой части разреза также наблюдаются редкие прослои глинисто-алееритовых известняков с характерной сферолитовой структурой. Таким образом, отложения верхней толщи отличаются от осадков нижней не только некоторым увеличением содержания обломочного материала алевритовой и мелкопесчаной размерности, но и заметным изменением вещественного состава в сторону полимиктовости, а также исчезновением фосфатной минерализации, что указывает на изменение условий седиментации. Вместе с тем, породы, слагающие верхнюю толщу, в значительной степени сходны с породами, развитыми ниже, и теснейшим образом с ними связаны постепенными, почти незаметными переходами.

Как видно из приведенной характеристики, породы нижней толщи Каушанской скважины как по положению в разрезе, так и по литологическому составу соответствуют калюсским слоям Приднестровья. Помимо однотипности пород (аргиллиты) и характерной окраски, обусловленной повышенным содержанием в них органического вещества и пирита, это сходство подчеркивается своеобразными карбонатными образованиями с характерной фунтиковой структурой и фосфатными стяжениями. Хотя фосфатные конкреции, встречающиеся в рассматриваемой толще Каушанской скважины, более редки и мелкие, нежели подольские, и не обладают столь правильной шаровидной формой, все же факт широкого развития в ней фосфатной минерализации указывает на сходство состава и условий формирования сравниваемых толщ. Необходимо, кроме того, учесть, что вероятность встречи скважиной крупных конкреций весьма невелика, так как расстояния между конкрециями во много раз превышают их размеры. Возможно, что фосфатные конкреции, подобные подольским, в нижней толще имеются, но они были пропущены при бурении.

Верхняя толща каушанского разреза, хотя и менее сходна с калюсскими слоями стратотипа, должна быть, однако, также отнесена к этим же слоям, так как она связана с нижней толщей постепенным переходом. Наблюдаемые отличия (более высокое содержание алевроитового материала) естественно связывать с иной обстановкой осадконакопления. Этим же объясняются резкие различия в мощности сопоставляемых подразделений (242 м в Каушанах и 45 м в Подолии).

В мирнинском разрезе калюсские слои, суммарной мощностью 161 м, выделяются по скважине в интервале 1475,5—1314,5 м. Они представлены двумя толщами аргиллитов. Нижняя толща мощностью 52,5 м сложена темно-серыми и серовато-черными аргиллитами, микрослоистыми, часто сланцевидными, легко раскалывающимися на тонкие плитки. Темная окраска пород обусловлена повышенным содержанием органического вещества и широким развитием микрозернистого пирита по поверхностям наложения. В нижней части толщи отмечаются редкие пропластки (мощностью до 10 см), содержащие частично замещенное кальцитом фосфатное вещество.

По положению этой толщи в разрезе, составу пород, их темной окраске, богатству органическим веществом, интенсивной пиритизированности и, наконец, по присутствию пропластков, содержащих фосфатные проявления, эти отложения сопоставляются с калюсским горизонтом Приднестровья.

Верхняя толща (мощностью 108,5 м) сложена неравномерно-алевритовыми аргиллитами, окрашенными в серовато-зеленоватый и шоколадно-коричневый цвет. Среди аргиллитов отмечены многочисленные (более 40) тонкие пропластки (от нескольких миллиметров до 5 см) туфогенных пород, окрашенных в светло-желтый, фишашковый и розовый цвета. Туфогенные породы сложены глинистым веществом и причудливой формы осколками вулканических стекол, преимущественно кислого и среднего состава, с существенной примесью кластического материала алевроитовой размерности, представленного кварцем и полевыми шпатами, с карбонатным цементом.

Кроме туфогенных пропластков, среди аргиллитов отмечены редкие тонкие прослои (5—25 см) мелкозернистых алевроитистых и алевроитовых песчаников полимиктового состава, содержащих, кроме кварца, полевых шпатов и листочков слюд, обломочные зерна эффузивных пород (с микрофельзитовой структурой) и изредка метаморфических сланцев. Зерна эффузивных пород констатируются также и в составе алевроитовой фракции алевроитовых аргиллитов.

По положению этой толщи в разрезе ее также следует параллелизовать с калюсскими слоями. Вместе с тем, необходимо отметить, что пестрая окраска пород, присутствие в толще прослоев туфов и туффитов указывают на специфические фациальные условия седиментации, обусловленные иной глубиной бассейна, другим его положением по отношению к основным источникам сноса и появлением новых источников питания, связанных с активным вулканизмом.

В калюсских слоях обнаружены органические остатки.

Т. Васкауцану (Văscăuțanu, 1930) нашел в аргиллитах калюсских слоев в окрестностях с. Наславче несколько раздавленных форм *Lingulidae* или *Obolidae*, раковины мелких гастропод, обломок «головного щитка, несколько напоминающего трилобит из семейства азафид». Кроме того, он указывает на единичную находку стертого отпечатка дихотомизирующих фукоидов. К сожалению, в монографической работе Т. Васкауцану (Văscăuțanu, 1930) обнаруженные остатки более подробно не описаны, не указана степень их сохранности и изображение их не воспроизводится; все это не позволяет судить, насколько правомерны и уверенны определения

этого исследователя¹. В отдельных богатых органическим веществом прослоях он отмечает шаровидные или овальной формы тельца, нередко пиритизированные, диаметром от 0,15 до 0,50 км, напоминающие водорослевые образования типа *Gloeocapsomorpha*, присутствующие в кукуерских слоях Прибалтики.

По данным О. В. Крашенинниковой (1956), в калюсских слоях Приднестровья были обнаружены крупные споры, которые, согласно исследованиям С. Н. Наумовой, сходны со спорами из ламинаритовых слоев Прибалтики. Многочисленные споры были обнаружены здесь также Н. А. Волковой, по мнению которой они характерны для отложений валдайского комплекса.

В Каушанской скважине в нижней части калюсских слоев, в прослое кремво-серого известняка, попадались неясные остатки, отдаленно напоминающие известковые водоросли или спиккулы губок, замещенные кальцитом. В средней части слоев констатированы многочисленные обломочки фосфатного вещества, иногда с неясными признаками органогенной структуры, однако сколь-либо уверенно распознать природу этих образований не представляется возможным. В верхней части (1249—1255 м) обнаружены ядра и отпечатки проблематических остатков, природа которых неясна. В этом же интервале наблюдаются следы ползания червей, а реже — отпечатки их, плохой сохранности, которые, по мнению Р. Ф. Геккера, несколько напоминают *Sabellidites cambriensis* Jan. Плохая сохранность этих образований не позволяет уверенно установить их вид.

В Мирнинской скважине в алевроито-известняковом пропластке обнаружены спиккулы губок, замещенные халцедоном (Корценштейн, 1954). Сходного типа образования замещенные кальцитом, и ближе не определенные остатки известковых водорослей установлены в этой части разреза и нами.

Каниловские слои. На фосфоритонсных калюсских слоях в Приднестровье залегает литологически резко отличная от них терригенная толща. Эта толща, весьма неоднородная по составу и пестрая по окраске, была выделена впервые Н. И. Лариным и Т. А. Светозаровой (1932) под названием надпродуктивной свиты. Л. Ф. Лунгерсгаузен (1939) подразделил ее по различиям в окраске на девять горизонтов (И₉ — И₁₇). В более поздней работе этого же автора (Лунгерсгаузен и Никифорова, 1942) эти отложения объединяются в так называемые сланцы Каниловки. Г. Х. Дикенштейн различает в составе толщи два горизонта — соколецкий и комаровский, — рассматривая их, а также лежащий ниже миньковецкий горизонт как более мелкие подразделения единой свиты (калюсской). Т. Ф. Евсеев (1955) подразделил эти отложения на корманский и бакотский горизонты. О. В. Крашенинникова (1956) выделила здесь, тимковские и каниловские слои. М. Ф. Стащук (1957а) рассматривал эти отложения как единую свиту (вахневещкую), которую он подразделил на семь горизонтов. В соответствии с Л. Ф. Лунгерсгаузенем мы будем именовать описываемые отложения каниловскими слоями.

Каниловские слои лежат на фосфоритонсных аргиллитах с видимым согласием, но с резким контактом. Относительно характера границы между этими горизонтами не существует единого мнения. О. В. Крашенинникова (1956) считает, это отложения каниловских слоев (или тимковских по этому автору) перекрывают с размывом фосфоритонные калюсские слои. В. П. Курочка (1959) также отмечает в некоторых изученных им разрезах и кровле калюсского горизонта осветленную зону мощностью несколько десятков сантиметров, которую он рассматривает как остатки континентальной коры выветривания. Этот перерыв, по представлениям

¹ Это тем более странно, что другие фаунистические остатки из расположенных выше стратиграфических подразделений документируются им исключительно детально.

В. П. Курочки, является региональным и исключительно длительным, соответствуя границе между рифеем и верхним ордовиком. Г. Х. Дикенштейн (1957) и М. Ф. Сташук (1958) указывают на отсутствие какого-либо перерыва между рассматриваемыми слоями и на постепенный переход одних отложений в другие.

Наши наблюдения показали, что в основании каниловских слоев в ряде разрезов, но отнюдь не повсеместно, отмечается незначительный перерыв. Он выражен присутствием в алевролитах кровли калюсских слоев скопленных плоских хорошо окатанных галек алевролитов с кальцитовым цементом, по составу совершенно идентичных вмещающим их породам. Этот своеобразный «конгломерат», в котором гальки и включающая их масса совершенно одинаковы по составу, располагается в основании слоев и мощность его не превышает 20—30 см. Наличие «сингенетических» конгломератов в основании каниловских слоев указывает на местный перерыв, при котором разрушался и перемывался ранее отложившийся и затвердевший слой. Перерывы такого рода, несомненно, были кратковременными и могли вовсе не сопровождаться осушением. Лишь отдельные участки, возможно, выходили из-под уровня моря и подвергались выветриванию.

Каниловские слои в Приднестровье сложены преимущественно алевролитами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников, нередко алевроитовых. Алевролиты часто перемежаются с алевроитистыми и алевроитовыми аргиллитами. Окраска пород серая, зеленовато-серая, серовато-зеленая различных оттенков, буроватая, бурая и шоколадно-коричневая. Текстура песчаников и алевролитов преимущественно косо- и волнисто-слоистая (табл. I, 3). На поверхностях наложения обычно наблюдаются волноприбойные знаки и рябь мелководья.

По минеральному составу каниловские слои отличаются высоким содержанием биотита, зеленых слюд и хлорита, присутствующих в соизмеримом количестве с кварцем и полевыми шпатами. В отдельных частях разреза эти породы содержат обломки метаморфических сланцев и эффузивных пород, иногда в существенном количестве, и тогда обломочный материал приобретает отчетливо полимиктовый характер.

В верхней части разреза, представленной преимущественно аргиллитами, отмечаются маломощные (5—10 см) линзовидные прослои перекристаллизованных темно-серых известняков со своеобразной звездчатолучистой структурой. Известняки содержат стяжения светло-желтого фосфата, частично замещенного кальцитом. Мощность каниловских слоев составляет, по Г. Х. Дикенштейну (1957), 130—140 м, по О. В. Крашенинниковой (1956) и В. П. Курочке (1959) — 130—160 м.

В Каушанской скважине отложения, которые мы относим к каниловским слоям, вскрыты в интервале 1100—940 м. Мощность их 160 м.

Каниловские слои сложены здесь песчаными и глинистыми породами: мелко- и грубозернистыми песчаниками, реже гравелитами, алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами, обычно с существенным содержанием песчаной и алевроитовой примеси. Песчаники и алевропесчаники то слагают компактные слои, а иногда и мощные пачки, то переслаиваются алевролитами и аргиллитами, в результате чего возникают сложные тонкослоистые серии.

Нижняя часть свиты, мощностью 12,5 м, сложена мелкозернистыми песчаниками, алевропесчаниками и грубозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов. Перечисленные породы характеризуются аркозовым и олигомиктовым составом и содержат небольшую примесь обломков пород. Окраска песчаников зеленовато-серая и темно-серая.

Средняя, доминирующая часть свиты (мощностью 101 м) представлена частым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники и алевролиты окрашены преимущественно в серый и зеленовато-серый цвет, аргиллиты в бурый, шоколадно-коричневый и лиловый. В целом же эта часть разреза характеризуется пестрой окраской. Мощность

чередующихся прослоев колеблется в широких пределах — от 5 см до 1,5 м. Обычно алевролиты и песчаники слагают прослой мощностью от 10 до 20 см, аргиллиты — от 3—5 до 30 см. Количественные соотношения переслаивающихся пород на протяжении этой части разреза заметно варьируют. В одних слоях преобладают песчаники, в других алевролиты. Как показали подсчеты, в целом в разрезе преобладают песчаники (40—45%), в несколько меньшем количестве присутствуют алевролиты (30—40%) и заметно уступают им аргиллиты (20—25%).

По составу песчаники довольно разнообразны. Грубозернистые разновидности характеризуются олигомиктовым и аркозовым составом, мелкозернистые песчаники и алевролиты — полимиктовым, со значительным содержанием обломков пород, среди которых преобладают эффузивы.

Верхняя часть свиты, мощностью 46,5 м, характеризуется сравнительно простым строением. Нижнюю ее половину (24 м) слагают пестроокрашенные в лиловато-бурый и серовато-зеленый цвета песчаные алевролиты, перемежающиеся с прослоями подчиненных им песчаников (30%). Выше залегает толща (22,5 м) средне- и мелкозернистых песчаников с единичными прослоями (15—30 см) алевролитов и аргиллитов розовато-серой и буровато-лиловой окраски. По составу эти породы-полимиктовые.

В мирнинском разрезе каниловским слоям отвечает толща переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощностью 173,5 м, вскрытая скважиной в интервале 1314,5—1141,0 м. Переслаивание этих пород не имеет правильного ритмичного характера. В различных частях разреза преобладают то одни, то другие породы. Мощность перемежающихся слоев весьма различна. Песчаники нередко образуют компактные пачки мощностью от 1 до 13 м. Пачки мощностью от 1 до 17 м слагают и аргиллиты. Помимо того, эти породы отмечены в виде перемежающихся прослоев и пропластков мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Слои и пачки песчаников слагают около 35% разреза толщи, аргиллиты около 40, алевролиты 9%. На долю тонкослоистых пачек, состоящих из перемежающихся слоев аргиллитов, алевролитов и песчаников, приходится около 16% (Корценштейн, 1954).

Песчаники преимущественно средне- и мелкозернистые, реже крупно- и грубозернистые, часто разнозернистые, с заметной примесью гравийного материала, серые и розовато-серые. Слоистость тонкая и грубая, нередко косая. По составу песчаники полимиктовые, причем кварц, полевые шпаты и обломки пород часто присутствуют в соизмеримых количествах. Среди обломков в значительном количестве обнаружены эффузивные породы кислого и среднего состава.

Алевролиты обычно песчаные, с высоким содержанием слюд, неравномерно-глинистые зеленовато-серой окраски, горизонтально- и косослоистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые с полимиктовой примесью.

Аргиллиты слюдистые, неравномерно-алевроитовые, микрослоистые, иногда косослоистые. Окраска их разнообразная — темно-серая, зеленовато-серая и шоколадно-коричневая. Среди аргиллитов встречены единичные пропластки туфогенных пород толщиной в несколько сантиметров.

Как видно из приведенных данных, отложения, отнесенные в Мирнинской и Каушанской скважинах к каниловским слоям, по литологическому составу, окраске, текстурным особенностям и характеру чередования пород сходны между собой и близко напоминают отложения в стратотипическом разрезе Приднестровья. Следует подчеркнуть, что в указанных скважинах породы несколько грубее. В то время как в Приднестровье доминируют мелкозернистые песчаники, алевропесчаники и алевролиты, здесь преобладают средне- и мелкозернистые песчаники и чаще встречаются грубозернистые разновидности и гравелиты. Помимо всего, эти породы содержат в значительно большем количестве обломки эффузивных и метаморфических пород и степень окатанности зерен более низка.

Нижняя мирнинская свита

В Мирнинской скважине на отложениях упищской свиты залегает толща сланцеватых аргиллитов мощностью 144 м (интервал 1141—997 м), тесно связанная с подстилающими отложениями постепенным переходом. В. Н. Корценштейн именует их «верхней аргиллитовой толщей». Аргиллиты, слагающие толщу, темно-серые с зеленоватым, реже буроватым, оттенком, слюдястые, неравномерно-алевритистые и алевритовые. Эти породы ритмично перемежаются с тонкими пропластками (от миллиметров до 2—5 см) алевролитов с глинисто-карбонатным и карбонатным цементом. В аргиллитах отмечаются единичные прослойки (3—5 до 25 см) песчаных и алевритистых известняков и известковых песчаников.

Тонкая правильная слоистость, свойственная аргиллитам и подчиненным им алевролитам, ориентирована обычно с заметным наклоном к горизонту (5—10°). Наряду с параллельнослоистой текстурой, нередко отмечаются волнисто- и косослоистые текстуры.

Содержание алевритового материала в аргиллитах варьирует исключительно широко — от 1—5 до 20—30%. В некоторых прослоях оно возрастает, достигая 50%, и породы приобретают переходный к алевролитам облик. Состав обломочного материала аргиллитов и особенно алевролитов и песчаников полимиктовый. Среди обломков пород существенную роль играют эффузивы.

По данным В. Н. Корценштейна (1953а, 1954), в нижней половине толщи на глубине 1097 м был обнаружен отпечаток *Receptaculites* (?) плохой сохранности. С глубины 1067 м и до подошвы толщи попадают многочисленные круглые, диаметром до 3 см, отпечатки проблематических органогенных остатков.

Рассматриваемая свита выделяется лишь в Мирнинской скважине. Эквивалентные ей слои в Каушанской скважине и Приднестровье отсутствуют.

Верхняя мирнинская свита

В Мирнинской скважине на аргиллитах нижней мирнинской свиты лежит толща, сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Толща вскрыта скважиной в интервале 997,0—903,5 м, мощность ее 93,5. Эти отложения были выделены В. Н. Корценштейном (1953а) под названием «верхняя толща переслаивания». От подстилающей ее нижней мирнинской свиты данная толща отличается существенным преобладанием песчаников и алевролитов над аргиллитами. Помимо того, породы толщи характеризуются причудливой кривой слоистостью, нередко с завихрениями, в них изобилуют знаки ряби. На некоторых поверхностях наслоения отмечаются отпечатки, напоминающие следы дождевых капель. Все эти признаки указывают на иную, существенно более мелководную, возможно даже прибрежно-континентальную обстановку формирования пород свиты. На это же указывает наличие среди песчаников единичных пропластков автохтонных конгломератов, сложенных уплотненными гальками микрослоистых аргиллитов.

Нижнюю, большую часть свиты, мощностью 66 м, слагают песчаники с редкими прослоями (до 0,6 м) алевролитов и алевритовых аргиллитов. Выше залегает пачка мощностью 27,5 м, состоящая из ритмично перемежающихся тонких прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Песчаники средне- и мелкозернистые, алевритистые, горизонтально-волнисто- и косослоистые, красновато-бурые с вишневым и лиловатым оттенком, реже красновато-серые, темно-серые и зеленоватые. С мелкозернистыми разновидностями тесно связаны песчаные алевролиты, слюдястые коричневатые-бурые и вишневые. Песчаники и алевролиты по-

составу полимиктовые. Помимо кварца, полевых шпатов и слюд, они содержат в заметном количестве обломочки эффузивных пород, глинистых и слюдистых сланцев, кремнистых и метаморфических пород.

Аргиллиты слюдистые, неравномерно-алевритовые, шоколадно-коричневые и темно-серые.

Органических остатков в верхнемирнинской свите не обнаружено. Синхроничные этой свите осадки в каушанском и приднестровских разрезах отсутствуют.

О возрасте немых доордовикских свит

Васкауцану (Văscăuțanu, 1931) полагал, что рассматриваемые отложения в среднем течении Днестра образуют обширную синклиналь с пологими крыльями, так называемый Атакский бассейн, в центральной части которого отлагались тонкие глинистые илы, давшие начало коричневым битуминозным сланцам. В краевых частях бассейна отлагались песчаные сланцы и песчаники, которые являются их фациальными аналогами, при этом восточная прибрежная фация бассейна соответствует джуржевским песчаникам («песчаникам Атаки»), а западная — карадокским песчаникам Молодово. Из указанных представлений вытекал вывод об ордовикском возрасте фосфоритоносных калюских слоев («сланцы Наславче») и джуржевских песчаников. Подтверждение правильности своих стратиграфических построений Васкауцану видел в тех скудных находках остатков органической жизни, которые были им обнаружены в фосфоритоносных калюских слоях. Возраст более древних свит разреза (так называемых зеленых сланцев) устанавливался этим исследователем исходя из представлений об отсутствии стратиграфического перерыва между фосфоритоносными калюскими слоями и расположенными ниже толщами, а также о незначительном и кратковременном перерыве между палеонтологически охарактеризованным молодовским горизонтом и подстилающими его зелеными сланцами. Таким образом, Васкауцану пришел к выводу о стратиграфической непрерывности всего рассматриваемого разреза и, соответственно, о его ордовикском возрасте.

Основываясь на литологическом сходстве битуминозных пропластков сланцев Наславче (калюские слои) с кукерситами, Васкауцану рассматривал отложения, выделенные нами в калюские и каниловские слои, как возрастную аналог эхиносферитовых, кукерских и итферских слоев Прибалтики и, соответственно, нижней половины карадока Англии. Джуржевские слои (песчаники Атаки) отвечают, по его мнению, ландейльскому, ярышевские — аренинскому, а могилевская свита — тремадокскому ярусам.

Л. Ф. Лунгерсгаузен (1940), а позднее В. Н. Корденштейн (1953а), считавшие, что в кровле могилевской свиты фиксируется континентальный перерыв, относили могилевскую свиту к кембрию, а расположенную выше ушницкую к ордовику, или кембро-ордовику. Б. В. Тимофеев (1952), основываясь на данных изучения спор из кернов скважин, пробуренных в районе сел Вертлюжаны, Сенатовки и Матеуцы, пришел к выводу, что верхние горизонты ушницкой свиты соответствуют надламинаритовым песчаникам, а нижняя часть разреза отвечает ламинаритовым и более древним слоям.

К представлениям Б. В. Тимофеева примкнули позднее О. В. Крашенинникова (1956) и Г. Х. Дикенштейн (1957), ранее относивший весь разрез к ордовику (Дикенштейн, 1953а). Г. Х. Дикенштейн (1957) сопоставляет могилевскую свиту с догдовским комплексом Волыни, ярышевские и джуржевские слои с гдовскими, а калюские (миньковецкие) и нижнюю часть каниловских слоев — с ламинаритовыми слоями валдайского комплекса. Верхняя часть каниловских слоев, которую он выделяет в комаровский горизонт, параллелизуется им с синими глинами.

И. М. Сухов (1959), основываясь на находке граптолита в джуржевском горизонте и фаунистических находках Васкауцану, относит весь разрез к ордовика, выделяя в нем тремадок, арениг, ландейло и карадок.

В. П. Курочка (1959) считает, что между фосфоритоносными калюсскими слоями и вышележащими каниловскими проходит огромный по длительности стратиграфический перерыв, соответствующий всему кембрию и частично ордовика. Перерыв же между молодовскими слоями и расположенными ниже палеонтологически немymi свитами, устанавливаемый большинством исследователей, он рассматривает как регрессивный, обусловленный морскими течениями. Доказательство своих представлений В. П. Курочка видит в отсутствии в основании молодовских слоев базальных конгломератов. Соответственно каниловские слои относятся им к ордовика, а лежащие ниже слои и свиты — к рифею.

Отнесение древних терригенных свит к рифею основано на находках спор в отложениях ушницкой свиты и сложных сопоставлениях разрезов Приднестровья с районами Горыни и Западного Буга. Из этих построений вытекает более древний возраст каниловского горизонта на Горыни и в Приднестровье, нежели палеонтологически охарактеризованных синих глин, установленных П. Л. Шульгой (1951, 1952а, б) в бассейне реки Западный Буг (Крашенинникова, 1956).

Следует, однако, отметить, что рифейские споры изучены исключительно плохо и стратиграфическое их значение не выяснено. Значительная стойкость спор, возможность их неоднократного переотложения и нахождения в более молодых отложениях заставляет весьма осторожно относиться к попыткам определения возраста отложений, базирующимся исключительно на палинологических данных. Что касается отмеченных выше сопоставлений О. В. Крашенинниковой, то последние, при исключительной литологической пестроте отложений, существенных различиях в литологической характеристике параллелизуемых горизонтов и неполноте разреза в районе р. Западный Буг, представляются сомнительными.

Более убедительна параллелизация древних толщ Подолии с нижневалдайским комплексом Волыни (рифей), основанная на том, что в сопоставляемых разрезах, по данным Е. П. Брунс и К. Э. Якобсона (1963), удастся проследить весьма характерный по внешнему облику горизонт (броницкий). Последний, как было установлено нами, представлен исключительно своеобразными кремнистыми пепловыми туфами и туффитами. На Волыни отложения, выделенные Е. П. Брунс в нижневалдайский комплекс, сменяется вверх по разрезу верхневалдайскими отложениями, на которых лежат синие глины.

Хотя большинство палеонтологических остатков, обнаруженных в интересующих нас отложениях, представляет собой проблематические образования, а достоверность определения ряда других находок (*Receptaculites* (?), обломок, несколько напоминающий головной щиток трилобита, обломки раковин обolid или лингул, мелкие гастроподы) из-за плохой их сохранности довольно сомнительна, все же нет оснований полностью игнорировать эти находки. В равной мере это относится к единичному экземпляру диктиомемы, обнаруженному в джуржевском горизонте Н. Н. Слущким (Сухов, 1959), к остаткам червей, напоминающим *Sabellidites* в Каушанской (А. В. Копелиович) и в Вишневской скважинах (Завидонова, 1956).

Как следует из приведенных выше сопоставлений разрезов Приднестровья, Молдавии (Каушанская скважина) и Одессы (Мирнинская скважина), наиболее полным является последний разрез. В молдавском разрезе и Приднестровье отсутствуют две верхние свиты — верхняя и нижняя мирнинские суммарной мощностью 227,5 м — и некоторая часть каниловских слоев. Таким образом, в Приднестровье между отложениями карадока и подстилающей его толщей имеется огромный стратиграфический

перерыв, соответствующий по крайней мере времени отложения 230-метровой толщи в Одессе. Наличие такого перерыва полностью исключает возможность отнесения к ордовика каких-либо толщ, лежащих ниже молдовского горизонта. Эти соотношения показывают, что рассматриваемые свиты могут быть как рифейского, так и кембрийского возраста.

Более определенно устанавливается возраст рассматриваемых толщ данными по определению абсолютного возраста. Согласно устному сообщению Г. А. Казакова, возраст ярышевских слоев по единичному определению соотношений калия и радиогенного аргона в глауконите близок к 590 млн. лет, тогда как нижняя граница синих глин определяется в 550 млн. лет. Следует, однако, учесть, что ошибки таких определений в эпигенетически измененных толщах могут быть значительными.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные еще недостаточны для однозначного установления возраста рассматриваемых толщ и их соотношений с классическими разрезами. Скорее всего, однако, эти толщ соответствуют по времени образования геохронологическому интервалу между синими глинами и волинским комплексом, т. е. отложениям валдайского и редкинского комплексов. Эти отложения Н. С. Шатский (1952а) относил к верхам рифея, а Б. М. Келлер (1952) и Б. С. Соколов (1952) — к нижнему палеозою.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Как было указано в начале главы, для территории Приднестровья характерно неглубокое залегание поверхности кристаллических пород архея и очень пологое погружение ее на юг и юго-запад. На севере района, по Днестру и его левым притокам, кристаллические породы архея обнажаются на поверхности, а на юге и юго-западе, в зоне собственно платформенного склона, они вскрыты глубокими скважинами в Каушанах (1350 м), в Мирном (1571 м) и в Унгенах (1100 м). В этих местах относительно глубокого залегания фундамента под покровом мезо-кайнозойских отложений распространены доордовикские и силурийские образования. На геологической карте (фиг. 1) отчетливо видно полосовое распространение этих пород. Различные слои и свиты доордовика и силура полого склоняются к юго-западу, образуя моноклинали. Падение слоев угадывается лишь по смене разновозрастных отложений. Общий наклон поверхности кристаллических пород не превышает при этом 8 м/км.

Далее, за пределами рассматриваемого района, примерно к югу от линии, соединяющей устье Днестровского лимана, ст. Бессарабку, Плахтеевку, Комрад, Циганду, поверхность платформенного цоколя резко погружается, как предполагают П. К. Иванчук (1957) и другие исследователи, по ряду ступенчатых сбросов. То же происходит и на западе, на правобережье Прута. Этим резким погружением намечаются южная и юго-западная границы Русской платформы, за которыми лежат территории, относимые к герцинской и альпийской областям складчатости и их краевым прогибам. Доордовикские породы, залегающие на кристаллическом основании, образуют пологую моноклинали, наклоненную к югу и юго-западу.

Спокойное, пологое погружение слоев в Приднестровье не нарушают ни складки, ни флексуры, ни сбросы. Вместе с тем, на фоне общего наклона поверхности фундамента наблюдаются отдельные неровности его рельефа. С положительными формами последнего, по-видимому, тесно связаны структуры облекания, а во впадинах сохранились наиболее полные разрезы доордовикских отложений. Структуры облекания известны близ с. Бернашевки у устья р. Жван, в районе Могилев-Подольского и Новой Ушицы. Они нередко сопровождаются появлением горизонта с подводно-оползневыми текстурами (Стащук, 1958).

Как показали сопоставления разрезов, доордовикские толщи не везде начинаются одними и теми же горизонтами. В районе с. Каменки в основании разреза залегают эффузивно-осадочные породы каменной свиты, которая западнее Ямполья нигде не обнаруживается. В районе с. Руссавы, вблизи Ямполья, непосредственно на породах кристаллического фундамента лежат ямпольские слои могилевской свиты. Здесь из разреза древних толщ выпадает не только вся каменная свита, но также олчедаевские и ломозовские слои. В районе Бернашевки в долине Днестра (скв. 227) на гранито-гнейсах располагаются аргиллиты ярышевских слоев, в основании которых прослеживаются кварцитовидные конгломераты мощностью около 1 м. Таким образом, здесь из разреза выпадает полностью вся могилевская свита. В каушанском разрезе отсутствуют олчедаевские, ломозовские и большая часть ямпольских слоев. Приведенные данные указывают на значительные неровности поверхности кристаллического фундамента, обусловленные особенностями формирования древнего дорифейского рельефа. В результате более полные разрезы древних толщ наблюдаются в депрессиях фундамента, а в возвышенных его частях нижние горизонты осадочных толщ отсутствуют.

О характере изменения мощности древних толщ мы располагаем в настоящее время лишь ограниченным количеством сведений. Тем не менее, имеющиеся данные позволяют уверенно установить, что по мере движения с севера на юг, по падению моноклинали, мощность доордовикских толщ возрастает.

Суммарная мощность их составляет: в Приднестровье около 300 м, в каушанском разрезе — 460 м, в мирнинском разрезе — 707,5 м (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Изменение мощности отдельных слоев и свит

Слой и свита	Мощность, м		
	Приднестровье	Каушаны	Мирное
Олчедаевские	15—20	—	21,7
Ломозовские	10—15	—	15,8
Ямпольские	15—20	14,3	30
Ярышевские	60	21,7	42
Джуржевские	5—25	22	26
Калюсские	30—45	242	161
Кавиловские	120—160	160	173,5
Нижняя мирнинская . . .	—	—	144,0
Верхняя мирнинская . . .	—	—	93,0
Суммарные мощности . . .	300	460	707,5

Как следует из приведенных данных, мощность отдельных слоев, за исключением калюсских, почти не изменяется и колеблется в ограниченных пределах. Калюсские слои резко увеличиваются в мощности с 30—45 м в Приднестровье до 161 и 242 м в Каушанской и Мирнинской скважинах.

Общее увеличение мощности древних толщ, наблюдаемое по мере погружения их на юг, происходит вне зависимости от увеличения мощности калюсских слоев, а в связи с появлением в разрезе новых свит — нижней и верхней мирнинских. Ограниченность данных не позволяет в настоящее время установить, отлагались ли эти свиты в Приднестровье и впоследствии были уничтожены эрозией, или же погружением были охвачены лишь южные районы, а среднее Приднестровье представляло собой устойчивую область, в которой осадки не накапливались.

Между отложениями древних верхнерифейских толщ и верхним ордовиком устанавливается огромный стратиграфический перерыв. Обусловлен ли он перерывом в осадконакоплении, или более поздним размывом накопившихся кембрийских отложений — остается неясным.

Абсолютные отметки современной поверхности рифейских отложений следующие (в м): Сарата — минус 1271, Вишневка — минус 1204, Мирное — минус 874,5, Каушаны — минус 890,5, Унгены — минус 620, Приднестровье — плюс 140, а на западном погружении, в районе Залещиков, — минус 441. Падение поверхности рифейских отложений по линии ее максимального наклона весьма пологое и в среднем колеблется от 5,6 м/км (Каменка — Сарата) до 6,6 м/км (Каменка — Вишневка), достигая на отдельных участках 7 м/км (Дубоссары — Сарата). Еще более полого погружается эта поверхность в западном направлении. Ее падение составляет в среднем 3,1 м/км (Ямполь — Залещики), увеличиваясь в отдельных местах до 5 м/км (Могилев-Подольский — Залещики).

Отложения ордовика, представленные пестчанистыми известняками или песчаниками, соответствуют наиболее верхним горизонтам карадока и низам ашгиллия (ликгольмские слои). Они известны лишь в двух пунктах — в районе с. Молодово и в Унгенах. Мощность их не превышает 5 м. Эти реликты покрова не дают возможности судить о геологической истории развития рассматриваемой территории в это время.

План распределения силурийских отложений несколько иной. Наиболее полный их разрез установлен в Подолии по Днестру, где присутствуют все ярусы и горизонты системы, начиная с ландоверийского и кончая лудловским (от китайгородского до чортковского горизонтов) общей мощностью около 1 км. В Причерноморье (Мирное) обнаружена лишь нижняя часть китайгородского горизонта (ландовери) мощностью 17 м, и на размытой их поверхности залегают отложения мезозоя. В Каушанах вскрыты отложения ландоверийского, венлокского и нижней части лудловского ярусов суммарной мощностью 430 м. Лудлоу здесь представлен лишь скальским горизонтом (151 м) и нижней частью борщовского (35 м), верхняя же часть последнего и чортковский горизонт размыты. В районе Вишневки отложения силура, мощностью 370 м, представлены породами лудловского яруса, начиная лишь со скальских слоев (Завидонова, 1956). Отложения ландоверийского и венлокского ярусов из разреза выпадают.

Поскольку в пределах Молдавии представлены большей частью неполные разрезы силура, судить о том, в каком направлении возрастала их мощность, затруднительно.

Абсолютные отметки современной поверхности силура следующие (в м): Сарата — минус 917, Мирное — минус 857, Вишневка — минус 844, Каушаны — минус 460, Кишинев — минус 320, Дубоссары — минус 230, Унгены — минус 211, Страшены — минус 207, Флорешты — плюс 44. Среднее падение поверхности силурийских отложений составляет около 5,2—5,3 м/км (Флорешты — Вишневка и Дубоссары — Вишневка). По линии Унгены — Вишневка наклон поверхности увеличивается до 6,2 м/км.

Почти на всей площади Приднестровья рифейские и силурийские отложения перекрыты мезозойскими (местами юрскими, большей частью верхнемеловыми), палеогеновыми и неогеновыми породами значительной мощности.

II. ТИПЫ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПОРОД

«... Отдельное не существует иначе, как в той связи, которая ведет к общему. Общее существует лишь в отдельном, через отдельное»...

В. И. Ленин. Т. 29. Философские тетради.

Породы немых древних свит Приднестровья и перекрывающих их отложений фаунистически охарактеризованного палеозоя интенсивно преобразованы. Песчаники и алевролиты часто характеризуются сливным кварцитовидным обликом, высокой плотностью, крепостью и по внешнему своему облику нередко не отличимы от метаморфизованных пород складчатых областей. Глинистые отложения превращены в аргиллиты: они уплотнены, полностью утратили свои пластичные свойства и способность к разбуханию. Некоторые аргиллиты приобретают свойства раскалываться на тонкие плитки.

Наряду с этим, в разрезе наблюдаются интенсивно каолинизированные и хлоритизированные породы, отличающиеся малой плотностью, высокой пористостью и проницаемостью. Широко развиты разновидности с монокристаллическим, сверкающим на изломе, карбонатным цементом.

Эти интенсивные и разнообразные вторичные преобразования пород, несомненно, обусловлены эпигенетическими процессами. Поэтому изучение аутигенных минералов, последовательности их образования, характера минеральных парагенезов позволяет вскрыть основные черты истории преобразования пород, выяснить природу и особенности процессов, их обусловивших, и последовательную смену последних во времени.

Поскольку фактической основой изучения процессов эпигенеза является исследование минералов, их генетических и структурных взаимоотношений, прежде всего необходимо рассмотреть петрографическую характеристику пород, слагающих изучавшийся разрез. Типизация пород произведена по характерным ассоциациям минеральных новообразований и структурным изменениям, которые наиболее отчетливо проявляются в составе и особенностях цемента песчаников и алевролитов. Поскольку минеральные новообразования и структура пород во многом зависят от исходного седиментогенного состава осадков, а также от гранулометрической их характеристики, эти признаки, естественно, учитывались при типизации.

Наблюдения показали, что лишь некоторые типы пород присущи определенным стратиграфическим горизонтам. Большинство же выделенных типов многократно повторяется в разрезе и наблюдается в разных стратиграфических подразделениях. Вместе с тем, в зависимости от принадлежности к тому или иному стратиграфическому горизонту и положения в разрезе, каждый тип пород модифицируется, ему присущи свои

характерные особенности, которые большей частью закономерно и направленно видоизменяются. По этой причине выделение и описание типов пород дано раздельно по стратиграфическим слоям. Некоторые неизбежные при таком описании повторения лишь подчеркивают закономерный характер вторичных изменений и их обуславливающих процессов.

ПОРОДЫ МОГИЛЕВСКОЙ СВИТЫ

ОЛЧЕДАЕВСКИЕ СЛОИ

Олчедаевские слои сложены обломочными породами, представленными преимущественно грубо- и крупнозернистыми песчаниками с переменным содержанием гравийного и галечного материала, и гравелитами. Более ограниченно развиты среднезернистые песчаники, среди которых иногда попадаются прослои и линзы мелкозернистых разновидностей. Алевролиты и глинистые породы отсутствуют.

Песчаники залегают на размытой и неровной поверхности кристаллических пород то в большей, то в меньшей степени выветрелых, иногда превращенных в рыхлую кору. Местами в основании осадочного покрова залегают зеленоватые глины с песчаным и грубообломочным материалом, представляющие переотложенные продукты коры выветривания (р. Немия и некоторые другие пункты). Песчаники иногда включают огромные гранитные валуны, достигающие 0,5—1 м в поперечнике. Последние, как показал В. П. Курочка (1959), возникают в результате размыва гранитоидных пород со своеобразными сфероидальными формами выветривания.

Песчаникам свойственна косая слоистость, более четко выраженная в нижней части горизонта. Мощность косослоистых серий колеблется от 0,2 до 1 м. Слоистость в них грубопараллельная и сходящаяся. Форма слоев прямо- и криволинейная. Наклон их различный. Углы наклона колеблются от 10 до 30° с преимущественным падением в северных румбах. Слоистость пород обусловлена некоторым различием в гранулометрическом составе слоев с постепенным уменьшением размерности материала снизу вверх.

Текстуры и другие литолого-фациальные черты рассматриваемых отложений свидетельствуют о континентальных условиях их накопления. Скорее всего они являются отложениями рек и временных потоков. По минеральному составу исходных обломочных компонентов песчаники, слагающие олчедаевский горизонт, довольно однородны. Это несколько обедненные полевыми шпатами аркозы, возникшие за счет разрушения гранитоидных пород и в меньшей мере гнейсов, гранулитов и кристаллических сланцев.

Резкое преобладание среди полевых шпатов микроклина и микроклипертита, при незначительном содержании кислых плагиоклазов, указывает на своеобразный щелочной состав разрушавшихся гранитоидов. Таковыми породами, вероятно, являлись розовые пегматоидные граниты, широко распространенные в пределах Украинского кристаллического щита. Это подтверждается составом темноцветных компонентов обломочного материала, среди которых доминирует биотит при почти полном отсутствии роговых обманок и пироксенов. Об этом свидетельствует также и наличие кластических зерен микроклинизированных полевых шпатов, характерных для пород чарнокитовой формации.

В виде изначального цементирующего вещества рассматриваемые породы содержали в небольшом количестве тонкообломочный материал алевроитовой и пелитовой размерности, представленный зернышками кварца, полевых шпатов, чешуйками биотита, гидратизированных слюд и глинистых минералов, который частично выполнял промежутки между песчаными и гравийными зернами. В некоторых разновидностях пород этот

материал, по-видимому, содержался в незначительном количестве или вовсе отсутствовал.

Различия в гранулометрическом составе осадков, содержании в них биотита, а также в характере и количестве цементирующего вещества заметно сказались на особенностях постседиментационного преобразования пород и его интенсивности. По этим различиям среди олчедаевских слоев выделяются следующие разновидности: 1) песчаники и песчанистые гравелиты с многообразным и сложным глинисто-кварцевым, гидрослюдистым, роговиковым, слюдисто-роговиковым и регенерационным кварцевым цементом; 2) песчанистые гравелиты с регенерационным кварцевым цементом; 3) тонкослоистые песчаники с гидрослюдистым цементом.

*Песчаники и песчанистые гравелиты с глинисто-кварцевым,
гидрослюдистым, роговиковым, слюдисто-роговиковым
и регенерационно-кварцевым цементом*

Песчаники и песчанистые гравелиты представляют собой основную разновидность пород олчедаевских слоев и составляют нижнюю, большую их часть, контактируя непосредственно с кристаллическими породами фундамента.

По внешнему виду эти породы весьма своеобразны. Они характеризуются массивным и неяснослоистым сложением, исключительно высокой крепостью, значительной плотностью и низкой пористостью. Лишь изредка в основании разреза встречаются породы менее плотные, не столь крепкие, при ударе распадающиеся на мелкую щебенку. Обломочные зерна и цементирующая их масса сливаются в сплошной, довольно однообразный зернистый фон, на котором все же отчетливо выделяются крупные гравийные зерна и мелкие галечки (1—3 см) розового микроклина и дымчато-серого стекловидного кварца. Спорадически в этих породах наблюдаются крупные гальки и слегка окатанные брекчиевидные обломки пегматоидных гранитов размером от 3 до 15 см в поперечнике. Окраска пород серая с отчетливым розовым, реже зеленоватым, оттенком.

Гранулометрический состав описываемых пород неоднородный. Около 40—60% составляют зерна размером от 1 до 10 мм с примесью (3—16%) мелких и крупных галек большей частью размером от 1 до 6 см. Песчаный материал (20—30%) представлен зернами размером от 0,2 до 1 мм в поперечнике, с преобладанием зерен от 0,5 мм и крупнее. Цементирующая масса составляет около 20—30% породы.

В зависимости от количественных соотношений гравийной и песчаной фракций среди рассматриваемых пород выделяются песчаные гравелиты, в которых гравийный и галечный материал доминирует над песчаным, и грубозернистые песчаники, сложенные зернами от 0,5 до 1,5 мм. Эти разновидности тесно связаны между собой постепенными переходами. Грубозернистые песчаники развиты более широко, гравелиты же присутствуют в разрезе в форме подчиненных прослоев.

В целом рассматриваемые породы характеризуются низкой степенью сортировки и преобладанием в их составе грубых фракций. Форма обломочных зерен преимущественно слабо удлиненная, несколько реже изометричная, сглаженно-угловатая и полуокатанная. Крупные песчаные и гравийные зерна заметно или даже хорошо окатаны. Песчаники и гравелиты представляют собой богатые кварцем аркозы. В их составе доминирует кварц разнообразного облика (65—70%), в меньшем количестве присутствуют калиевые полевые шпаты (20—25%), иногда отмечается плагиоклаз, листочки в различной степени измененного биотита и изредка мусковита. Крупные гравийные зерна и гальки представлены кварцем, микроклином, обломками гранитоидных пород. Часто обильны акцессор-

ные минералы (ильменит, гранат, циркон, турмалин, монацит, изредка магнетит и эпидот, апатит отсутствует).

Кварц — преимущественно монокристаллический, с волнистым погасанием, иногда распадающийся на отдельные относительно крупные блоки с разной оптической ориентировкой. Признаки интенсивной деформированности выражены в наличии зон, вдоль которых кварц гранулирован или бластически перекристаллизован. В подчиненном количестве попадаются зерна кварца с мелкоагрегатным бластическим строением и разнообразным структурным узором (полиэдрически-мозаичный, лапчато- и зубчато-мозаичный и др.). Подобные структуры кварца присущи ряду пород чарнокитовой формации (граниты, гнейсы, гранулиты). Встречаются отдельные зерна со структурами, свойственными жильному кварцу, другие напоминают кварциты. Согласно О. В. Крашенинниковой (1956), некоторые зерна кварца, окрашенные в черный цвет, по ряду признаков сходны с кварцем гранато-кордиеритовых пород Подолги.

В кварце, преимущественно монокристаллическом, иногда наблюдаются включения в виде листочков биотита и кристаллов полевых шпатов. Заметно реже попадаются зерна кварца, проросшие тончайшими иголочками рутила.

Полевые шпаты представлены главным образом микроклином и микроклин-пертитом с характерной решетчатой структурой. Пертитовые вроски морфологически разнообразны: наряду с веретенообразными и волокнистыми формами, встречаются груболеночные и дендритовые образования (табл. III, I). Изредка отмечаются катаклазированные кристаллы, залеченные альбитом. Включения плагиоклаза нередко обладают реликтовой формой, свидетельствующей о возникновении микроклина путем замещения плагиоклаза. Это явление широко распространено в гранитоидах днепровского комплекса. Включения в микроклине обычны и представлены пойкилитовыми вросками кварца, идиоморфными и резорбированными кристалликами плагиоклаза, пластинками бурого биотита, изредка турмалином и цирконом. По микроклину иногда развиваются широко-таблитчатые листочки ярко интерферирующего мусковита. Микроклин то свеж, то несколько замутнен буроватыми пелитовыми продуктами. Ортоклаз отмечается исключительно редко и не содержит пертитовых вросок.

Плагиоклаз, несмотря на обычное его присутствие в обломках гранитоидных пород или в сростках с микроклином и кварцем, в виде свободных зерен наблюдается редко. Кристаллы его полисинтетически сдвойникованы. Состав их колеблется от альбита (№ 2) до олигоклаза (№ 12) при резком преобладании альбита. В виде включений они содержат иногда пойкилитовые вроски кварца и пластинки биотита. Зерна плагиоклаза иногда серицитизированы.

Обломки гранитоидных пород, состоящие из сростков кварца и микроклина или кварца, микроклина и плагиоклаза (иногда еще и с биотитом), отличаются широким развитием сложных реакционных структур: замещением плагиоклаза микроклином, мirmekитизацией, разъеданием полевых шпатов кварцем, глубокой бластической перекристаллизацией кварца и развитием бластических структур, характерных для многих гранитов Украинского кристаллического щита.

Заметно реже встречаются обломки метаморфических пород, состоящих из мелких зерен кварца в лепидобластическом сростании с листочками мусковита, несколько напоминающих мусковитово-кварцевые кристаллические сланцы.

Обломочные зерна описываемых пород либо соприкасаются между собой, либо плотно прилегают одно к другому. Но чаще эти зерна разобщены цементирующей массой, которая выполняет промежутки между ними, или же приобретает базальный облик.

Цементирующая масса по минеральному составу и структуре разнообразна. Она представлена главным образом новообразованными минералами, возникшими в результате глубокого эпигенетического изменения тонкообломочного материала, пелитовых и глинистых продуктов, выполнявших изначально промежутки между песчаными зернами, а частично и за счет преобразования последних.

Этот первичный цемент песчаных пород в неизменном виде не сохранился. Однако совокупность данных позволяет в большинстве случаев, хотя и не всегда достаточно уверенно, реконструировать состав исходного цемента и проследить последовательную смену одних минеральных ассоциаций другими.

С эпигенетическими процессами, преобразовавшими исходную цементирующую массу и придавшими последней ныне присущий ей облик, непосредственно связаны также изменения песчаных и гравийных зерен, выраженные иногда исключительно отчетливо. Поэтому прежде, чем перейти к характеристике цемента пород, рассмотрим изменения обломочных зерен.

Там, где обломочные зерна кварца приведены в соприкосновение одно с другим или с зернами микроклина, они обычно обнаруживают в точках стыка взаимное приспособление формы, обусловленное частичным их растворением (конформный тип контакта, табл. II, 2; IV, 4, 5). В местах соприкосновения кварцевых зерен изредка можно заметить грануляцию одного или обоих зерен по их периферии в виде тонкой каймы в пределах участка соприкосновения. Такие явления, очевидно, указывают на значительное давление, которое испытывали зерна в точках контакта. Это подтверждается изредка наблюдающимися в зернах кварца микростилолитовыми швами, вдоль которых развивается тончайшая пленочка новообразованного серицита; с давлением связано и появление трещин в микроклине, выполненных позднее новообразованным микроклином (табл. III, 1, 3).

Крупные обломочные зерна кварца иногда обнаруживают признаки неглубокого растворения в участках соприкосновения с другими обломочными зернами кварца и полевых шпатов, в связи с чем развивается конформный контакт. Наблюдается также коррозия и замещение этих зерен роговиковым кварцем цемента. Мелкие зернышки кварца и микроклина, находящиеся в промежутках между крупными, растворяются более интенсивно. Они нередко разъедаются и замещаются аутигенным роговиковым кварцем до состояния реликтов. Растворение зерен с развитием конформного контакта наблюдается иногда и при наличии между ними тонкой дисперсно-чешуйчатой глинистой прокладки (табл. II, 2). В некоторых разновидностях кварц и микроклин интенсивно корродируются и замещаются тонкочешуйчатым серицитовым агрегатом, приобретая причудливо-извилистые очертания.

Наряду с растворением, широко развиты явления регенерации гравийных и крупных песчаных кварцевых зерен (табл. II, 1, 5). Ширина регенерационных каемок, которыми обрастают обломочные кварцевые зерна, колеблется в широких пределах — от 0,04 до 0,2 мм и обычно составляет 0,05—0,10 мм. Внутренний контур каймы четко очерчивается тончайшими пылевидными включениями и мельчайшими пузырьками жидкости, но иногда почти незаметен. Наружный ее контур обычно весьма неправильный, причудливо извилистый, при этом регенерационный кварц нередко проникает в мелкозернистую массу цемента, нарастая как на обломочные зерна, так и на новообразованные кварцевые кристаллы, возникающие в процессе ее перекристаллизации. Оптические ориентировки новообразованных кварцевых каемок и обломочных зерен, вокруг которых они возникают, строго, до мельчайших деталей, совпадают. Этим объясняется переход волнистой и мозаичной структуры регенерируемых зерен в новообразованную оболочку, а также псевдобластическая и кварцитовидная струк-

тура последней при нарастании ее на бластически измененные и кварцитовидные обломочные зерна (табл. II, 5).

Нарастающая регенерационная кайма нередко содержит многочисленные включения дисперсных глинистых чешуек, а еще чаще мельчайших пузырьков жидкости и газа ($n < \text{кварца}$). Расположение их обычно строго линейное, отвечающее гтрням растущего кристалла и подчеркивающее прерывистый характер его роста. Вследствие этого новообразованные кварцевые каемки иногда приобретают то более, то менее отчетливую зональную структуру. Число таких зон колеблется от трех до семи, иногда достигает 11. Некоторые зоны насыщены огромным количеством дисперсных включений жидкости, размер которых лежит за пределами разрешающей силы микроскопа. Их присутствие сказывается в появлении легкой ряби и в некотором уменьшении показателей преломления включающего их кварца. Небезынтересно отметить, что включения наблюдаются не во всей регенерационной кайме, а преимущественно в ее средней части. На первом этапе рост каемки идет не равномерно, а развивается таким образом, что зерно восстанавливает присущие ему кристаллические грани. Далее нарастание идет параллельно кристаллической огранке регенерированного зерна и фиксируется многочисленными включениями пузырьков жидкости и газа. Вслед за тем зерно разрастается, внешние его контуры приобретают причудливую форму, обусловленную формой прилегающих зерен, которые захватываются и цементируются регенерационным кварцем. В случае, когда идет рост встречной каймы соседнего зерна, граница стыка между ними имеет правильные очертания. Иногда в регенерированных каемках наблюдаются тончайшие (тысячные доли миллиметра) зоны с несколько меньшим преломлением, представленные халцедоном. В кварцевые каемки нередко шиповидно врастают листочки биотита и мусковитизированные разности этого минерала. Некоторые зерна не регенерируются, а, напротив, интенсивно корродируются цементирующей массой. Попадаются зерна, интенсивно корродированные в одной части и регенерированные — в другой. Чаще всего регенерируются зерна кварца средних размеров (до 2 мм в поперечнике). Зерна с кварцитовидной структурой регенерируются заметно реже и значительно чаще разъедаются цементирующей массой.

В тех участках породы, где обломочные зерна сближены, их регенерация приводит к слиянию в единое целое растущих навстречу одна другой каемок и к возникновению агрегатов с регенерационно-кварцевым цементом.

Наряду с регенерационными каемками, наблюдаются крустификационные кварцевые каемки, состоящие из шестоватых параллельно располагающихся кристалликов кварца. В некоторых образцах (табл. II, 3) зерна кварца обрастают крустификационными каемками низкопреломляющих модификаций кремнекислоты: халцедоном, кварцином, а иногда и лютцитом (с углом погасания 30°).

При регенерации кварцевых зерен, а также при обрастании их халцедоном и кварцином, четко намечается тенденция к удлинению разрастающегося зерна в направлении оси *C*.

С регенерацией и разрастанием кварцевых зерен связаны и явления залечивания микротрещин в кварце. Следы трещин фиксируются в форме линейно вытянутых скоплений мельчайших пузырьков жидкости и газа, располагающихся по разным направлениям (табл. IV, 4). Согласно исследованиям Г. Г. Леммлейна и М. О. Клия (1952), они возникают при взаимодействии растворов, выполнявших тонкие трещины в кварце, с веществом самого кварца. В результате происходит переотложение кварца в этих трещинках и возникает ряд мелких, сперва удлиненных, замкнутых жидких включений. Форма их в дальнейшем преобразуется путем переотложения вещества с выпуклых участков на плоские и вогнутые, приближаясь

к равновесной. Поскольку большинство наблюдаемых включений не приобрело равновесной формы, несмотря на длительность их существования, следует полагать, что рассматриваемые процессы протекали при относительно низкой температуре и развивались весьма медленно (Клия, 1952). Заметно реже зерна кварца, в том числе и обладающие бластовой структурой, секутся относительно крупными трещинами (толщиной от 0,05 до 0,15 мм), которые выполняются новообразованным кварцем. Последний содержит многочисленные тончайшие пузырьки жидкости и дисперсные лейкоксенизированные продукты, скапливающиеся в зальбандах. В одних участках новообразованный кварц приобретает оптическую ориентировку вмещающего его зерна, в других нарастает нормально к направлению стенок.

Зерна микроклина, как и зерна кварца, обнаруживают признаки конформного растворения и значительно чаще корродируются и замещаются роговиковым кварцевым цементом. Такое замещение, более характерное для мелких зерен, приводит иногда к тому, что от последних сохраняются только реликты.

Наряду с растворением, многие обломочные зерна обрастают каемками аутигенного микроклина (табл. II, 6). Последний в отличие от обломочного зерна обычно не обнаруживает решетчатой двойниковой структуры. Лишь изредка решетка переходит в новообразованную кайму и быстро исчезает. Светопреломление новообразованной каемки или в точности равно преломлению обломочного зерна, или же несколько ниже: $N_p = 1,519$, $N_g = 1,524$, $N_g - N_p = 0,005$. Оптическая ориентировка каймы иная; она почти совпадает с ориентировкой одной из систем микроклиновых двойников. Трещины спайности продолжают в кайме, не меняя своего направления. Измерения ориентировки оптической индикатрисы и угла оптических осей новообразованного микроклина показали, что как положение индикатрисы, так и ее форма (2V) существенно иные, нежели в обломочном микроклине (табл. 3).

Таблица 3

Оптические измерения микроклина (в градусах)

№ шлифа	Новообразованный микроклин				Обломочный микроклин				С полным спайности
	N_g	N_m	N_p	2V	N_g	N_m	N_p	2V	
59	85	10	82	—60	80	16	76	—74	(001)
59	89	8	85	—68	83	8	82	—81	(001)
59	89	7	88	—	—	—	—	—	(001)
52	86	10	82	—54	—	—	—	—	(001)
59	84	4	85	—48	80	10	86	—83	(001)

Как видно из приведенных данных, угол оптических осей новообразованных калиевых полевых шпатов мал и колеблется от -48° до -68° , в то время как в обломочных зернах микроклина, на которые они нарастают, угол 2V варьирует от -74° до -88° . Величина угла оптических осей новообразованных калиевых полевых шпатов не обнаруживает какой-либо зависимости от величины 2V обломочного микроклина. Ориентировка индикатрисы в аутигенном микроклине иная, нежели в обломочном, и ближе к таковой в анортклазе. Таким образом, по оптическим константам аутигенный микроклин близко напоминает анортклаз.

Ширина регенерационных каемок различна. Она колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,2 мм, изредка достигает 0,3 мм. Наиболее интенсивно регенерируются сглаженные углы зерен, восстанавливающие при-

сущую кристаллам огранку. Наибольшей толщиной обладают каемки, нарастающие на грань (010), несколько слабее регенерируется грань (001) и еще более медленно растут грани (100) и (101).

Внешние контуры регенерационных каемок неровные, напоминающие «языки пламени» (табл. II, 6). Они образованы гранями аутигенного микроклина, среди которых обычно хорошо выражены (001), (100) и (101).

Некоторые зерна микроклина разбиты трещинами, а иногда раздроблены. Новообразованный калиевый полевой шпат не только нарастает на подобные зерна наружной каймой, но выполняет также трещины и цементирует обломки воедино (табл. III, 1), будучи ориентированным одинаково с наружной регенерационной каймой, что однозначно указывает на его эпигенетическую природу. Иногда трещины в микроклине, залеченные аутигенным калиевым полевым шпатом, вторично приоткрывались и выполнялись агрегатом роговикового кварца (табл. III, 3). Дробленные зерна микроклина нередко залечиваются аутигенным кварцем (табл. III, 5). Наряду с развитием регенерационных каемок и залечиванием трещин в микроклине, аутигенный калиевый полевой шпат иногда замещает обломочные зерна микроклина с периферии. Последние теряют свойственную им решетчатую структуру и приобретают оптические свойства, характерные для описанного выше новообразованного калиевого полевого шпата.

Оптические свойства регенерационной микроклиновой каймы иногда изменяются. Внутренняя ее часть по ориентировке индикатрисы и углу $2V$ ближе к таковому обломочного зерна (табл. III, 2). Взаимоотношения новообразованного калиевого полевого шпата и аутигенного кварца дают основание предполагать, что конец кристаллизации первого предшествовал концу кристаллизации кварца, поскольку по отношению к нему аутигенный микроклин всегда отчетливо идиоморфен (табл. II, 6).

Зерна плагиоклаза, как и микроклина, растворяются в точках стыка с другими зернами с развитием конформного типа контактов, изредка они инкорпорируются мелкими песчинками кварца. Некоторые зерна плагиоклаза испытывают эпигенетическую альбитизацию. Она выражается в существенном понижении основности одной системы двойников, в то время как другая система сохраняет свой начальный состав. Эти изменения характерны и более отчетливо проявляются в ямпольских слоях и будут рассмотрены ниже.

В некоторых разновидностях пород плагиоклаз интенсивно замещается серицитом и глинистыми продуктами гидрослюдистого типа. Отмечаются явления интенсивной коррозии и замещения зерен плагиоклаза роговиковым и шестоватым кварцевым агрегатом, цементирующим обломочные зерна. В ряде случаев это замещение развивается настолько глубоко, что от плагиоклаза сохраняются лишь реликты причудливой формы. Иногда плагиоклаз замещается мелкими червеобразными выделениями каолинита и диккита. Некоторые его зерна замещаются каолининовыми минералами до состояния реликтов. Поскольку эти изменения характерны для пород более молодых, а в ольчаевских слоях они проявляются слабо и спорадично, детальнее они будут рассмотрены ниже.

Биотит представлен мелкими, реже крупными (до 0,2 мм) листочками, зажатыми между обломочными зернами. Они интенсивно деформированы и смяты. Наименее измененные листочки обладают резким плеохроизмом от соломенно-желтого до шоколадно-коричневого цвета. Большая часть листочков интенсивно изменена. Биотит вдоль спайности прорастает тонкими выделениями кварца, которые на поперечных сечениях образуют веретенообразную систему прожилков. Заметно чаще листочки биотита расчленяются агрегатами кварца с роговиковой структурой на отдельные волокна, которые рассеяны беспорядочно в кварцевой массе и обычно сохраняют свойственный биотиту плеохроизм в коричневых тонах.

Помимо биотита, сохранившего свою структуру и характерный плеохроизм, часто наблюдаются гидратизированные образования с веерообразно и гармошковидно изогнутой формой и раздувшиеся в направлении оси (001) со структурой «столбика монет» (табл. III, 4). Такие образования то полностью обесцвечены, то слегка окрашены в зеленоватые и желтые тона. Отдельные их листочки сохраняют слабый плеохроизм, однако в ряде случаев последний полностью отсутствует. В скрещенных николях они обладают яркой мусковитовой интерференционной окраской. Показатели преломления соответствуют мусковиту или несколько понижены ($N_p = 1,550$, $N_g = 1,585$). Угол оптических осей небольшой ($15-20^\circ$), некоторые пластинки одноосны. Подобные образования представляют собой гидромусковит, возникший за счет преобразования биотита, при этом между указанным минералом и биотитом устанавливаются постепенные переходы. С мусковитизацией биотита нередко связаны выделения тончайших зернышек магнетита, кристалликов анатаза и, реже, брукита. Судя по взаимоотношениям мусковитизированного биотита с новообразованным кварцем, который проникает с краев в промежутки между листочками, вставая в последние, процессы гидратизации биотита предшествовали окварцеванию. Нередко мусковитизированные листочки гидробиотита и вермикулита интенсивно замещаются кварцем. Последний псевдоморфно замещает отдельные пластинки слюдяных листочков с сохранением их формы. В результате возникают кварцевые агрегаты с пластинчатой слюдоподобной структурой, в которых заметны лишь делиты исходного слюдяного листочка (табл. V, 1).

Между подобными пластинчатыми кварцевыми псевдоморфозами и незатронутыми окварцеванием листочками слюды наблюдаются постепенные переходы. В отдельных разновидностях пород окварцеванию подвергаются пластинки слюд, причудливо деформированные, а также вермикулитизированные и распавшиеся на мелкие чешуйки, при этом полностью сохраняется сложный структурный рисунок агрегата. Это свидетельствует о том, что окварцевание слюд развивалось позднее их гидратизации и распада на мелкочешуйчатые агрегаты.

Обломочный мусковит, изредка присутствующий в породе в крупных листочках ($0,6 \times 0,3$ мм), не обнаруживает каких-либо признаков изменений и сохраняет свойственную ему яркую интерференционную окраску и четкие контуры. Лишь иногда его пластинки с краев прорастают и замещаются кварцем.

Из продуктов изменений, свойственных аксессуарным минералам, следует указать на анатаз, который широко развивается за счет ильменита. Зерна граната иногда по трещинам корродируются и замещаются роговиковым кварцем цементирующей массы. Часто их поверхность усложняется мелкими ступенчатыми («черепитчатыми») формами, образование которых связано с регенерацией или растворением обломочных зерен этого минерала.

Переходя к рассмотрению цемента песчаников и гравелитов, необходимо отметить в первую очередь разнообразный его характер.

Глинисто-кварцевый цемент состоит из мелких ($0,006-0,03$, реже до $0,1$ мм) срастающихся в агрегаты выделений кварца с неправильными, нередко лапчатыми ограничениями. Кварц загрязнен многочисленными включениями мелких и дисперсных чешуек глинистого вещества, окрашенных гидроокислами железа в буроватый цвет, а также тончайших частичек гидроокислов железа. В одних участках цемента кварц преобладает над глинистым веществом, в других — содержание последнего увеличивается и цементирующая масса приобретает существенно глинистый состав, при этом глинистые агрегаты срастаются с кварцевыми выделениями, приобретающими криптокристаллический кремнистый облик.

В глинистой массе отмечается примесь листочков и чешуек (0,05—0,15 мм) биотита, часто обесцвеченного, гидратизированного и переходящего в гидромусковит. Листочки эти часто деформированы, причудливо изогнуты, иногда приобретают веерообразную и червеобразную форму, вдоль поверхностей спайности они прорастают выделениями кварца, расщепляющими листочки на тончайшие пластинки.

В глинисто-кварцевой массе обычно в небольшом, но иногда в существенном количестве присутствуют обломочные зерна тонкопесчаной и алевритовой размерности кварца и полевых шпатов. Они обнаруживают признаки конформного растворения, сопровождающегося частичной регенерацией кварца, в результате чего возникают мозаичные агрегаты. В других случаях наблюдается коррозия и замещение обломочных зерен новообразованным кварцем. Цемент описанного типа нередко корродирует крупные пещаные и гравийные зерна кварца и микроклина.

Изредка в отдельных образцах глинистое вещество присутствует в форме обособленных скоплений. Оно частично раскристаллизовано, приобретает чешуйчатую структуру, высокое преломление, зеленоватую окраску, двупреломление в серых тонах и по минеральному составу отвечает хлориту. Эти скопления, в свою очередь, секутся нитевидными прожилками волокнистого хлорита с косым погасанием $C : Ng = 20^\circ$. Хлорит возникает в результате перекристаллизации глинистых продуктов гидробиотитового состава. Тончайшие каемочки хлорита оконтуривают местами обломочные зерна кварца и микроклина. В свою очередь на эти каемки нарастает регенерационная кварцевая кайма или аутигенный микроклин. Все это однозначно свидетельствует, что преобразование глинистого вещества в хлорит предшествовало процессам регенерации кварца и микроклина.

С преобразованием глинистого вещества в хлорит связано появление бесчисленных мелких кристалликов гояцита ($2SrO \cdot 3Al_2O_3 \cdot 2P_2O_5 \cdot 7H_2O$), которым прорастает глинистое вещество. Нередко гояцит включен в аутигенный кварц, регенерирующий зерна. Своим расположением эти кристаллики очерчивают обломочные их контуры. Гояцит образует прекрасно ограниченные кристаллы ромбоэдрического габитуса. Оптические константы минерала: $N_e = 1,642$, $N_o = 1,636$; $N_e - N_o = 0,006$; одноосный, положительный, иногда слабо двуосный, бесцветен, плеохроизм отсутствует. Погасание совпадает с диагональю квадратных сечений. Связь гояцита с глинистыми скоплениями косвенно свидетельствует о присутствии в них фосфора.

Гидрослюдистый цемент разложения присутствует в ряде прослоев (главным образом в нижних частях олчедаевских слоев) в разновидностях, содержащих в значительном количестве биотит. Цемент состоит из мелких и крупных чешуек серицитоподобной ярко интерферирующей гидрослюды, сростающихся в агрегаты, выполняющие промежутки между крупными обломочными зернами. В гидрослюдистой массе нередко сохраняются реликтовые облика зернышки кварца и полевых шпатов, корродированные до такого состояния, что они напоминают кружева; за счет замещения подобных зерен и возникает гидрослюда. Замещению с краев и по трещинам подвергаются также крупные зерна кварца, микроклина и особенно плагиоклаза. Наблюдаются постепенные переходы от слабосерицитизированных зерен, до образований, нацело замещенных серицитом, в которых сохраняются лишь отдельные реликты с оптической ориентировкой, свидетельствующей об их принадлежности к одному зерну. Кроме того, тонкочешуйчатые гидрослюдистые агрегаты возникают за счет распада пластинок биотита, гидробиотита и вермикулита, часто сохраняющихся в виде реликтов в тонко- и дисперсно-чешуйчатой гидрослюдистой массе (табл. XXVI, 3). Показатели преломления мелкочешуйчатой гидрослюды составляют: $Ng - 1,580$, $Np - 1,568$.

Как показали электронномикроскопические исследования, коллоидная часть гидрослюдистой массы состоит из резко удлинённых пластинок с пре-красной огранкой, несомненно аутигенной природы (табл. XXXIV, 1).

Термокривые фракции менее 0,001 мм характерны для серицита (фиг. 6, 1, 3). О гидрослюдистой природе вещества, слагающего цементирующую массу, свидетельствует высокое содержание в них щелочей (по пламеннофотометрическим определениям K_2O — 6,3%, Na_2O — 1,5%).

Рентгеноструктурные исследования (табл. 4) показали, что в составе тонкой фракции (менее 0,001 мм) доминируют диоктаэдрические гидрослюды и как примесь присутствует вермикулит и хлорит.

Возникновение тонкочешуйчатого гидрослюдистого цемента предшествует выделению новообразованного кварца. На это указывает присутствие иногда на обломочных зернах кварца каемок гидрослюды, которые, в свою очередь, обрастают кварцем.

Прокладки тонкочешуйчатой гидрослюды иногда появляются при развитии конформных контактов на стыках между зернами кварца и микроклина.

В отдельных участках гидрослюдистый цемент прорастает полураскристаллизованным опалом и халцедоном. Кремнистые продукты образуют с гидрослюдой однородный агрегат, при этом соотношения их различны и варьируют от участка к участку, даже в пределах одного шлифа. Более того, нередко в

пределах одного участка наблюдаются переходы от чисто гидрослюдистого агрегата в кремнистый, содержащий лишь примесь гидрослюды. В участках кремнисто-гидрослюдистого цемента обломочные зерна кварца обрастают кристификационными кварцевыми каемками.

Таблица 4

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
цементирующего вещества песчаников
(фракция < 0,001 мм, обр. 62)

Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
Сред. слаб.	14,6	Оч. слаб.	2,73
Сред.	9,66	Оч. сильн.	2,55
Слаб.	7,08	Сред.	2,49
Слаб.	4,90	Сред.	2,37
Сильн.	4,48	Слаб. сред.	2,24
Сильн. сред.	4,19	Слаб. сред.	2,14
Очень слаб.	4,00	Слаб. сред.	2,00
Слаб.	3,78	Слаб. сред.	1,80
Слаб.	3,65	Слаб. сред.	1,72
Слаб. сред.	3,48	Слаб.	1,63
Очень сильн.	3,35	Сильн.	1,54
Сред. сильн.	3,22	Оч. сильн.	1,49
Слаб.	3,11	Слаб.	1,37
Слаб.	2,89	Сред. слаб.	1,30
		Слаб.	1,25

Роговиковый и слюдисто-роговиковый цементы развиты исключительно широко и во многих разновидностях пород являются господствующими. Они состоят в основном из выделений кварца неправильной, часто несколько удлиненной формы то с лапчатыми, то с правильными ограничениями, срастающихся в мозаично-бластические агрегаты. Нередко кварцевые выделения обладают четкой гранкой с хорошо окристаллизованными ромбоэдрическими вершинками и шестоватым обликом (табл. II, 1—5 и IV, 1). Размер выделений заметно крупнее, чем в описанном выше глинисто-кварцевом цементе, и колеблется обычно в пределах от 0,04 до 0,10 мм, изредка возрастая до 0,15—0,20 мм. В проходящем свете кварц прозрачен, не содержит включений и обнаруживает обычное для этого минерала двупреломление.

В роговиковом кварцевом агрегате присутствует примесь обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Зерна кварца большей частью корродированы, значительно реже регенерированы. Калиевый полевой шпат наблюдается в виде мельчайших спайных обломков с ромбическими очертаниями. Зерна его часто корродируются до состояния скелетных реликтов или дисперсных частиц (0,02 мм и менее). В некоторых участках примесь корродированных обломочных зерен весьма существенна. Их наличие свидетельствует о том, что роговиковый кварцевый агрегат возник, по крайней мере частично, за счет перекристаллизации мелкообломочного терригенного материала.

В слюдисто-роговиковом цементе, помимо кварца, существенную роль играют листочки (0,05—0,3 мм) гидратизированного, хлоритизированного и мусковитизированного биотита. Листочки слюды располагаются на стыках зерен, иногда же врастают в кварц. Еще чаще последний проникает в листочки слюд и вермикулита по их базальным плоскостям спайности, расщепляя их на тончайшие пластинки, приобретающие то одинаковую, то беспорядочную ориентировку. Возникающие агрегаты иногда несколько напоминают структуру кварцево-слюдяных сланцев.

Слюдисто-роговиковая цементирующая масса часто корродирует обломочные зерна кварца и микроклина, придавая им неправильные извилистые очертания в виде язычков и бухточек. Взаимоотношения цементирующей массы с кварцем, регенерирующим обломочные зерна, указывают на их одновременное образование. Взаимоотношения же кварца, образующего глинисто-кварцевый цемент, и кварца, слагающего роговиковые агрегаты, в одних случаях указывают на их одновременное, в других — на разновременное возникновение. Среди глинисто-кварцевого цемента нередко попадаются отдельные более крупные свободные от включений выделения кварца, слагающего роговиковый цемент. Некоторые поровые промежутки сложены по периферии глинисто-кварцевым агрегатом, постепенно сменяющимся к центру свободным от включений кварцем роговикового и шестоватого облика. В других случаях роговиковый цемент образует типичные прожилки (толщиной от 0,1 до 0,4 мм), секущие глинисто-кварцевый агрегат. Иногда в глинисто-кварцевом агрегате наблюдаются округлой и линзовидной формы пустотки, инкрустированные друзчатыми агрегатами роговикового кварца (табл. IV, 3). Приведенные данные указывают на то, что роговиковый кварц, отличающийся от кварца, слагающего глинисто-кварцевый агрегат, своей чистотой, прозрачностью и более крупными размерами, представляет собой лишь его разновидность, которая частично выделялась одновременно с глинисто-роговиковым агрегатом, частично же образовалась позднее.

Регенерационно-кварцевый цемент, как отмечалось выше, развит в отдельных участках породы. Нарастая на обломочные зерна, он сращивает их в сплошные агрегаты. В таких участках структура породы приобретает мозаичный, либо торцовый облик, напоминая грано-бластическую структуру метаморфических пород.

Описанные типы цемента распространены широко; при этом в большинстве исследованных образцов сочетаются несколько различных типов цемента. Однако количественные их соотношения изменчивы и обычно доминирует цемент того или иного типа, в то время как другие играют второстепенную роль, а иногда вовсе отсутствуют. Соответственно с преобладанием цемента того или иного типа меняется и внешний облик пород. В нижних частях разреза преобладают разновидности пород, в которых глинистый цемент разложения сочетается с регенерационно-кварцевым, роговиковым и слюдисто-роговиковым цементом. В средней части преимущественно развиты песчаники и гравелиты с глинисто-кварцевым и роговиковым цементом при подчиненной роли регенерационно-кварцевого цемента. В верхней части преобладают разновидности с роговиковым и слюдисто-роговиковым цементом, с развитием в отдельных участках регенерационно-кварцевого цемента. Породы, в которых развит лишь регенерационно-кварцевый цемент, по положению в разрезе и некоторым литологическим своим особенностям достаточно специфичны и описываются особо.

Помимо описанных выше аутигенных минералов, в рассматриваемых песчаниках широко распространены и другие новообразования.

Анализ присутствует как в форме тонкой рассеянной вкрапленности в цементирующей массе, так и в форме агрегатных скоплений и относительно крупных кристаллов. Тонкая вкрапленность анатаза отмечается в участках развития кремнисто-глинистого цемента, гидрослюдистого цемента разложения, а также в глинисто-кварцевом и роговико-кварцевом агрегате, цементирующем обломочные зерна. Иногда кристаллики анатаза заключены в пластинках мусковитизированного биотита или же скопляются вокруг них, образуя своеобразные оторочки и, видимо, возникают за счет титана, входившего в состав биотита и выделившегося при его мусковитизации. Скопления мелких кристалликов анатаза с образованием оторочек часто наблюдаются также вокруг обломочных зерен, при этом нередко анатаз вростает в регенерационные кварцевые каемки, что указывает на их более раннее или одновременное выделение. Иногда скопления новообразованного анатаза бывают приурочены к определенным поверхностям наложения, ассоциируя с гранатом, цирконом, турмалином, эпидотом, т. е. с минералами тяжелой фракции. Эта ассоциация свидетельствует о возникновении анатаза за счет первоначально присутствовавшего в породе ильменита. В таких участках, помимо агрегатных скоплений, анатаз обычно образует жеоиды округлой и неправильной формы. Внутренняя полость жеоидов инкрустирована мелкими и крупными (0,05—0,1 мм) прекрасно ограненными кристаллами шестоватого и игольчатого габиту-са и выполнена кварцем, а иногда монокристаллическим кальцитом. Густая тонкая вкрапленность анатаза иногда интенсивно корродирует с краев обломочные зерна кварца и микроклина.

Брукит присутствует в ассоциации с анатазом. Кристаллы его обычно незначительных размеров (до 0,04 мм в ребре), прекрасно огранены и в сечениях шлифа имеют характерную форму четырехугольника со скошенными краями. Брукит изредка попадает в гидрослюдистом цементе разложения, иногда же включен в аутигенный кварц, регенерирующий обломочные зерна. Обычно он бесцветен, реже слабо плеохроитует в буроватых тонах, с характерной аномальной индигово-синей интерференционной окраской.

Клинодопизит отмечается изредка в составе гидрослюдистого цемента, а иногда в кварце, регенерирующем зерна, в виде мелких удлиненных призматических кристаллов, бесцветных или едва заметно зеленоватых, с показателем преломления 1,710. Двупреломление минерала низкое, иногда с аномальными тонами в интерференционной окраске. Погасание прямое или почти прямое.

Кальцит наблюдается спорадично и в незначительном количестве. Местами он образует крупнокристаллические выделения, замещающие мелкие обломочные зерна кварца, микроклина, местами выполняет внутренние полые участки жеодок анатаза. Большой же частью кальцит замещает роговиковый и глинисто-кварцевый агрегат, цементирующий обломочные зерна, при этом слюдистые минералы, заключенные в агрегате, остаются в нем в виде резорбированных включений. Характерно, что халцедон, которым обрастают обломочные зерна в виде каевок, остается нетронутым. Иногда в кальците сохраняются прекрасно ограненные кристаллы шестоватого кварца. Кальцит образует также тончайшие прожилки, секущие обломочные зерна.

Пирит присутствует в песчаниках в форме спорадических выделений и редкой вкрапленности, то ассоциирующей с роговиковым кварцем, то выделяющейся позднее последнего. Пирит иногда образует конкреционные скопления. Он интенсивно корродирует обломочный и аутигенный кварц, полевые шпаты, а порой и роговиковый кварц. Изредка выделения пирита цементируют обломочные зерна, в том числе катаклазированные и раздробленные кварцевые зерна.

Флюорит отмечается в песчаниках из окрестностей с. Высший Олчедаев, в которых наряду с гидрослюдистым цементом разложения и роговиковым кварцевым цементом содержится в значительном количестве биотит, подвергшийся интенсивной мусковитизации. Флюорит образует кристаллы размером 0,1—0,4 мм с прекрасной огранкой по (100) и (111), выполняющие замкнутые интерстиции между обломочными зернами. Иногда отдельные кристаллы группируются в прожилковидные выделения, вытягивающиеся вдоль поверхностей соприкосновения зерен. Взаимоотношения флюорита с аутигенным кварцем, регенерирующим обломочные зерна, и с шестоватым кварцем, образующим роговиковый цемент, отчетливо указывают на его более позднее выделение.

Галенит констатирован в одном образце песчаника из окрестностей с. Высший Олчедаев в форме редкой спорадической вкрапленности. Размер кристалликов колеблется от 0,01 до 0,05 мм. Выделения галенита выполняют пустотки между зернами и корродируют последние. Иногда с галенитом ассоциирует микрозернистый кварц. Небезынтересно отметить присутствие флюорита в песчаниках, содержащих галенит.

Песчанистые гравелиты с регенерационным кварцевым цементом

Песчанистые гравелиты с регенерационным кварцевым цементом приурочены к верхней части олчедаевских слоев. Они образуют выдержанный по простиранию слой мощностью около 1 м, прослеживающийся во всех известных разрезах.

Гравелиты представляют собой сливную кварцитовидную породу, плотную, исключительно крепкую, с неровным зернистым сверкающим изломом. Окраска пород светло-серая с желтоватым оттенком, обусловленным присутствием зерен микроклина; текстура массивная, реже неясно слоистая.

Гранулометрически эти породы весьма неоднородны. Они состоят главным образом из зерен гравийной размерности (от 1 до 3, изредка до 4 мм), количество которых составляет от 55 до 70% обломочной части породы, и разнозернистого песчаного материала с размерами зерен от 0,2 до 1 мм (преобладает фракция 0,5—1,0 мм).

Гравийные зерна находятся в заметно более мелкозернистой песчаной массе и поэтому резко выделяются на ее фоне; не менее обычно, однако, сочетание гравийных зерен с грубопесчаным материалом, который, постепенно уменьшаясь в размерах, переходит в мелкозернистый.

Неясная слоистость, иногда заметная в некоторых образцах, обуслов-

лена сортировкой обломочного материала — преимущественной локализацией гравийных и грубопесчаных зерен в тонкие слоечки, а также сходным расположением длинных осей зерен.

Обломочный материал составляет около 70—75 % породы и представлен кварцем (80—85 %), микроклином (15—20 %), редкими зернами плагиоклаза (2—3 %) и листочками биотита. Единично встречаются зерна кварцево-полевошпатово-мусковитовых пород, напоминающих мусковитизированные аплиты. Акцессорная примесь представлена гранатом, цирконом, турмалином, монацитом, цоизитом, иногда эпидотом.

Типоморфные особенности минералов обломочной ассоциации этих пород и песчанистых гравелитов, рассмотренных выше, полностью совпадают. В сравнении с ними в рассматриваемых породах понижается содержание полевых шпатов, почти нацело исчезают слюды и тонкочешуйчатые слюдистые минералы, цементирующие обломочные зерна.

Структуры растворения с формированием контактов конформного и инкорпорационного типов развиты ограниченно, хотя местами выражены достаточно отчетливо (табл. IV, 2, 4). Исключительно интенсивно проявляется коррозия обломочных зерен кварца, предшествующая их регенерации, на что указывают неправильные шиповидно-иззубренные очертания зерен. Наиболее глубоко корродируются зерна в направлении оси *C*.

Для этих пород характерно широкое развитие в них регенерационного кварцевого цемента. Регенерация своеобразна. Аутигенный кварц обычно не отделяется от обломочного зерна какой-либо каемкой, а сливается с ним в единое целое, приобретает оптическую ориентировку обломочного зерна, совпадающую до мельчайших деталей со структурой периферической его зоны; волнистое погасание и другие структурные дефекты также переходят в регенерационную кайму. Тем не менее новообразованный кварц большей частью заметно отличается от обломочного присутствием бесчисленных тончайших (менее 0,001 мм) включений жидкости (табл. VI, 1), а иногда и дисперсных землистых, глинистых и железистых частиц. От жидких включений бывают свободны лишь наиболее поздние выделения, образующие наружную часть каймы. Максимально быстро кварц разрастается в направлении оси *C* кристалла, что сказывается и в различной толщине новообразованной каймы. Последняя почти всегда в направлении оси *C* обломочных зерен достигает наибольших размеров, вследствие чего многие регенерированные зерна приобретают удлинённый облик.

Новообразованный регенерационный кварц нередко корродирует с периферии зерна микроклина, и их очертания приобретают мелкоиззубренные формы. Иногда отмечается глубокое замещение микроклина кварцем, причем от микроклина остаются лишь реликты.

В образцах рассматриваемых пород из разреза, расположенного у южной окраины с. Высний Олчедаев, кварц, образующий регенерационные каемки, иногда почти нацело замещает зерна плагиоклаза, от которого сохраняются лишь отдельные разобщенные реликты. В этом же разрезе наблюдалось избирательное замещение кварцем, регенерирующим соседние обломочные зерна, одной системы двойников плагиоклаза; при этом кварц в плагиоклазе сохраняет оптическую ориентировку регенерационной каймы.

Как и в описанных выше песчаниках, зерна кварца нередко содержат линейно вытянутые скопления мельчайших включений жидкости (табл. IV, 4). Эти скопления секут обломочные зерна по различным направлениям и нередко сливаются с регенерационными кварцевыми каемками, содержащими такие же пузырьки. Их образование связано с залечиванием криптитов, возникших в кварце под влиянием давления, кремнекислыми растворами.

Новообразованный кварц широко развит и образует основное количество цемента породы. Регенерационные кварцевые каемки, нарастающие на

соседние зерна, сливаются, сращивая обломочные зерна в сплошной агрегат. Изредка промежутки между регенерационными каемками выполняются крупнокристаллическим (0,05—0,2 мм) агрегатом прекрасно ограниченного шестоватого кварца, или роговиковым кварцем. Исключительно редко отмечаются мелкие (0,1—0,2 мм) зияющие пустотки (жеодки), стенки которых инкрустированы микроскопическими кварцевыми друзами. Иногда агрегаты роговикового кварца образуют тончайшие (0,1 мм) прожилки, секущие зерна полевых шпатов по трещинам.

Некоторые зерна микроклина обрастают прерывистыми каемками новообразованного калиевого полевого шпата. Ширина каемок обычно не превышает 0,02 мм, лишь иногда достигая 0,05—0,10 мм. Внешние их контуры неровные («языки пламени»), реже правильно ограниченные (табл. III, 6). Оптически новообразованная кайма заметно отличается от ориентировки обломочного микроклинового зерна. Новообразованные каемки нередко корродируются и замещаются аутигенным кварцем. Это свидетельствует о том, что кристаллизация кварца продолжалась и после конца кристаллизации аутигенного микроклина.

Изредка на стыке обломочных зерен микроклина наблюдается грануляция. Зона грануляции, шириной 0,2 мм, ограничивается поверхностью контакта. Микроклин с прекрасно выраженной двойниковой решеткой переходит в бластический роговиковоподобный агрегат с неправильными лапчатыми очертаниями зерен (0,01—0,02 мм) без двойниковой структуры.

Большая часть зерен плагиоклаза обнаруживает признаки конформного растворения. Иногда наблюдается эпигенетическая деанортитизация плагиоклаза (№ 12—18), с замещением одной из систем двойников (табл. V, 6) альбитом (№ 5—7); при этом трещины спайности, четко проявляющиеся в двойниковых полосках, не подвергшихся изменению, в альбитизированных полосках отсутствуют. В контакте с аутигенным кварцем плагиоклаз испытывает коррозию и замещается им. Иногда в плагиоклазе избирательно замещается одна система двойников. Некоторые зерна плагиоклаза замещаются почти нацело кварцем; сохраняются лишь разрозненные реликты исходного зерна с оптически одинаковой ориентировкой. Единичные зерна плагиоклаза регенерированы альбитовой каемкой, отчетливо идиоморфной к регенерационным каемкам кварца. Альбитовая кайма несколько отличается по своей ориентировке от обломочного зерна, на которое она нарастает.

Редкие пластинки бурого биотита, присутствующие в породе, не обнаруживают признаков существенного изменения. Лишь иногда они гидратизируются, частично обесцвечиваются и переходят в вермикулит.

Из других новообразований отметим гранат — ограниченные шиповидные выросты на поверхности обломочных зерен граната, анатаз в шестоватых кристаллах (0,05—0,10 мм), образующих жеодки, выполненные роговиковым кварцем, брукит, цоизит. В одном из образцов обнаружено обломочное зерно цоизита, регенерированное эпидотовой каймой и располагающееся в новообразованном кварце.

С аутигенным роговиковым кварцем иногда ассоциируют чешуйки и листочки аутигенного мусковита ($2V = 40^\circ$). Такие листочки (0,1—0,2 мм величиной) обычно возникают в зальбандах прожилков роговикового кварца, где они секут зерна микроклина. Аутигенные листочки мусковита образуют мелкие снопики, ориентированные нормально к зальбандам. Единичные поровые участки выполнены частично тонкочешуйчатым серицитом, частично роговиковым кварцем.

В некоторых гравелитах обнаруживается пирит. Выделения его приурочены к интерстициям между регенерационными кварцевыми каемками и в ряде случаев, несомненно, замещают роговиковый и шестоватый кварц. Пирит иногда разъедает регенерационные каемки кварца и микроклина,

проникая глубоко в зерна. Впоследствии пирит нацело замещается лимонитом.

Наиболее поздним образованием является кальцит. Он находится в породе в форме редких кристалликов (до 0,05 мм), расположенных на стыках зерен, иногда развивающихся по микроклину (преимущественно по периферии зерен), реже по кварцу. Нередко кальцит выполняет внутреннюю часть мелких пустоток, инкрустированных шестоватым кварцем.

Характер рассматриваемых пород позволяет предполагать, что они, вероятно, отличались значительной пористостью. Цемент в них, по-видимому, был развит лишь спорадически, в виде редких скоплений глинистого вещества гидрослюдистого состава. Это обусловило широкое развитие кварцевого цемента преимущественно регенерационного и, в меньшей степени, роговикового типов. Вместе с тем обилие в рассматриваемых породах новообразованного кварца свидетельствует о том, что источником его являлся не только растворявшийся при эпигенезе обломочный материал. По-видимому, некоторая, возможно значительная, часть кварца отложилась циркулировавшими водами за счет привноса кремнезема со стороны.

Тонкослоистые мелкозернистые песчаники с гидрослюдистым цементом.

Тонкослоистые мелкозернистые песчаники не обнаруживают определенной стратиграфической приуроченности и наблюдаются в различных частях разреза олчедаевских слоев. Они образуют прослои и линзы мощностью около 10—20 см преимущественно среди косослоистых песчаных пачек.

По внешнему виду эти породы отличаются тонкослоистой текстурой и сланцеподобным обликом; окраска их зеленовато-серая и грязновато-серая с зеленоватым оттенком. Обилие слюд, преимущественно биотита, не только равномерно рассеянных в породе, но и образующих скопления по поверхностям наслоения, придает этим песчаникам тонкослоистый облик и обуславливает способность их раскалываться на тонкие плитки. Именно этого типа породы в ранних работах описывались как песчаные сланцы.

Гранулометрический состав рассматриваемых пород сравнительно однородный. Размер обломочных зерен колеблется от 0,15 до 0,06 мм, при резко доминирующей роли фракции 0,2—0,3 мм. Пластины слюды заметно крупнее. Их размер колеблется от 0,2 до 0,6 мм, нередко достигает 1,0—1,5 мм.

Форма зерен изометричная и удлиненная, причем последняя преобладает. Степень окатанности зерен устанавливается с трудом, из-за широкого развития явлений растворения, тем не менее большей частью можно заметить, что преобладают зерна сглаженно-угловатой формы; угловатые и полуокатанные зерна присутствуют в подчиненном количестве.

По минеральному составу песчаники представляют собой типичные аркозы. Около 50—60% обломочных компонентов составляет кварц, 25—30% приходится на долю полевых шпатов, 10—15% составляют биотит и продукты его изменения. Обломочный материал цементируется тонкочешуйчатым агрегатом серицитоподобных гидрослюдистых чешуек, возникших за счет вторичного изменения различных минералов, и в меньшей мере аутигенным кварцем. Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, изредка монацитом, сфеном и эпидотом. Гранат отсутствует.

Обломочная ассоциация отличается обилием биотита, что заметно сказывается на интенсивности и характере постседиментационного преобразования этих пород.

В отличие от описанных выше пород в рассматриваемых песчаниках широко развиты не только конформные и инкорпорационные, но и микростилолитовые структуры. Они возникают на стыках зерен кварца с квар-

цем и кварца с микроклином. Микростилолитовые шипы имеют пирамидальную форму. Длина их колеблется в пределах сотых долей миллиметра.

Помимо микростилолитовых контактов между отдельными зернами, наблюдаются микростилолитовые швы, имеющие заметную протяженность, обычно приуроченные к поверхностям наложения, обогащенным листочками биотита, вдоль которых прилегающие зерна стилолитизированы. На неровной, зубчатой, поверхности микростилолитовых образований обычно прослеживается пленочка — прокладка, состоящая из измененного обломочного биотита. В сжатых участках биотит иногда обесцвечивается и переходит в яркоинтерферирующий мусковит или низкоинтерферирующие бесцветные гидрослюда, иногда же биотит частично или полностью растворяется, и по микростилолитовому шву образуется тончайшая пленка гидроокислов железа. Микростилолитовые шипы сохраняют субпараллельную ориентировку, которая, независимо от ориентировки поверхности зерен, располагается нормально к поверхностям наложения.

Соотношения листочков биотита с зернами кварца и микроклина указывают на взаимное растворение сопряженных минералов. Базальные поверхности биотитовых листочков усложняются фестонами, которые вдаются своей выпуклой стороной в зерна, замещая последние (табл. VI, 3). Иногда заметно шиповидное внедрение пластинок биотита в соседние зерна. Как показали наблюдения, уплощенная форма многих обломочных зерен обусловлена не только характером их окатанности, но и развивавшимися позднее процессами растворения, которые протекали в основном в направлении, нормальном к слоистости (табл. V, 4). О растворении биотита свидетельствует появление в его листочках, вдоль их контакта с зернами кварца, аморфизованных каемок, обогащенных бурыми гидроокислами железа, которые указывают на имевший место вынос ионов калия, магния и алюминия.

Иногда отмечаются явления регенерации кварцевых зерен, которые развиты, однако, весьма ограниченно и спорадично. Обрастание зерен микроклина аутигенным микроклином, весьма характерное для других разновидностей пород олчедаевского горизонта, в рассматриваемых породах вовсе не отмечается или констатируется исключительно редко, в единичных случаях.

Биотит большей частью достаточно заметно, а иногда и интенсивно изменен. Он утрачивает свойственный ему плеохроизм, то частично, то полностью обесцвечивается, гидратизируется, образуя гармошковидные, веерообразные формы и «столбики монет» (табл. VI, 2). Интерференционная его окраска при этом меняется, приобретая то яркие, свойственные мусковиту тона, то в сильно гидратизированных листочках — желтоватые, белые и серые тона. Характер изменения биотита свидетельствует о его переходе в вермикулит и гидромусковит, а последних — в низкодупреляющие гидрослюда, иногда приближающиеся по составу к каолиниту. Выносимое при этих процессах железо локализуется в виде гидроокислов в промежутках между листочками. Титан выделяется в форме кристалликов рутила, сагенитовых скелетов, скоплений землистых продуктов, кристаллов анатаза, иногда образующих жеодки.

Вермикулит и гидромусковит нередко образуют псевдоморфозы по биотиту; последний часто переходит в беспорядочный тонкочешуйчатый агрегат серицитоподобной гидрослуды.

Редкие пластинки мусковита, присутствующие в породе, не обнаруживают каких-либо признаков гидратизации или изменения свойств и сохраняют присущую им яркую интерференционную окраску.

Небольшие поровые пространства между обломочными зернами выполнены тонкочешуйчатым агрегатом серицитоподобной гидрослуды, которая их интенсивно корродирует и замещает. В некоторых участках этот агрегат содержит разобщенные реликты кварца, плагиоклаза, микроклина и

чешуйки биотита. Нет сомнений, что гидрослюды возникли за счет изменения перечисленных минералов, которые присутствовали не только в форме зерен заметной величины, но также, вероятно, и в виде дисперсных продуктов пелитовой размерности (matrix).

Дисперсно-чешуйчатые минералы, присутствующие в породе, как показали исследования фракции размером меньше 0,001 мм, представлены преимущественно диоктаэдрическими гидрослюдами. На это указывают показатели преломления (в ориентированных препаратах): Ng' — 1,576; Lp' — 1,565; характер термокривой (фиг. 6, 2), электронномикроскопические исследования, а также результаты частичного химического анализа (Na_2O — 0,52, K_2O — 6,10, FeO — 0,55%). Следует отметить сходство показателей преломления, характера термокривой, формы чешуек и химического состава минералов рассматриваемой фракции и минералов фракции, полученной из грубозернистых песчаников и гравелитов, описанных выше. Это сходство позволяет предполагать, что, помимо доминирующей диоктаэдрической гидрослюды, в составе данной фракции присутствует также примесь вермикулита.

Исключительно обилен аутигенный анатаз в прекрасно ограненных шестоватых кристалликах. Он образует неправильные агрегатные сростки, а иногда жеоиды и энергично корродирует кварц. Анатаз с краев замещается лейкоксомом и другими землистыми титанистыми продуктами. Выделения анатаза скопляются главным образом по периферии измененных листочков биотита или вблизи них.

Лимонит и бурые гидроокислы железа образуют выделения вдоль пинакоидальной спайности листочков измененного биотита. Наблюдаются также псевдоморфозы лимонита по пириту, кристаллы которого спорадически рассеяны в тонкочешуйчатой гидрослюдистой массе.

В отличие от других разновидностей рассматриваемые породы характеризуются весьма ограниченным развитием регенерационных структур при интенсивном проявлении процессов растворения под давлением. Преобразование этих пород, несомненно, протекало с заметным выносом вещества и сокращением объема. Своеобразие таких изменений, по-видимому, связано с высоким содержанием в исходных породах биотита.

ЛОМОЗОВСКИЕ СЛОИ

Отложения ломозовских слоев резко отличаются от нижерасположенных олчедаевских существенным преобладанием тонкозернистых обломочных пород: микрослоистых слюдяных пород (микалитов), слюдяных аргиллитов, в той или иной мере обогащенных алевроитовым материалом, слюдяных алевролитов с подчиненными им прослоями мелкозернистых песчаников. Грубозернистые песчаники и гравелиты присутствуют изредка в виде отдельных прослоев.

Эти отложения накапливались в иных фациальных условиях, нежели гравелиты и песчаники олчедаевских слоев. Они, несомненно, представляют собой морские отложения, на что указывает присутствие во всех типах пород аутигенного глауконита и наличие в аргиллитах, хотя и редких, линзовидных фосфоритовых конкреций.

Пологоволнистая слоистость, присущая породам ломозовских слоев, указывает на небольшую глубину бассейна. Накапливавшийся осадок подвергался периодическому, хотя и ослабленному воздействию волнений.

Различия в минеральном составе пород ломозовского и олчедаевского горизонтов мало существенны. Они сводятся в основном к исключительно обилию в ломозовских отложениях биотита, малой роли бластически перекристаллизованного кварца и несравненно более высокому содержанию плагиоклаза, количество которого соизмеримо с микроклином. По-видимому, состав размывавшихся пород в это время мало отличался от пород,

разрушавшихся в олчедаевское время, поскольку грубозернистые прослои песчаников почти идентичны по составу песчаникам олчедаевских слоев. Не исключается, однако, что, помимо большей удаленности области сноса, более значительное содержание биотита и плагиоклаза обусловлено также и тем, что в это время были вовлечены в размыв богатые биотитом кристаллические сланцы.

Перечисленные выше разновидности пород тесно связаны между собой постепенными переходами. Так, слюдястые алевролиты, обогащаясь обломочным биотитом, переходят в слюдяные породы. Последние при увеличении количества глинистых продуктов сменяются слюдястыми аргиллитами. Постепенные переходы отмечаются также между слюдястыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Гранулометрическая пестрота и наличие постепенных переходов позволяют выделить среди пород большое число разновидностей, различающихся между собой главным образом особенностями внешнего облика и деталями микроскопического строения.

Особенности исходного состава и характер вторичных изменений пород рассматриваемого горизонта достаточно отчетливо устанавливаются при рассмотрении нескольких основных разновидностей пород, описание которых приводится ниже.

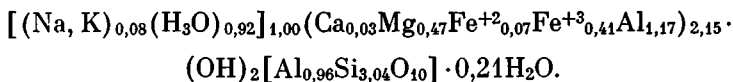
Микрослоистые алевроитовые аргиллиты

Микрослоистые алевроитовые аргиллиты широко распространены в отложениях ломозовских слоев, будучи тесно связанными с микрослоистыми слюдяными породами.

Это зеленовато-серые тонко- и микрослоистые породы, легко раскалывающиеся на тонкие плитки с неровной поверхностью. От микрослоистых слюдяных пород описываемые аргиллиты макроскопически почти не отличимы. Различия, притом достаточно существенные, устанавливаются лишь при микроскопических исследованиях.

Основную массу породы (50—70%) составляет тонко- и дисперсночешуйчатый агрегат глинистых минералов с высоким показателем преломления и интерференционной окраской в желтых и оранжевых тонах. Глинистое вещество окрашено в буроватый цвет и обнаруживает слабый плеохроизм. Показатели светопреломления в ориентированных агрегатах ($Ng' = 1,600$; $Np' = 1,575$; $Ng' - Np' = 0,030$) свидетельствуют о принадлежности глинистых минералов к гидрослюдам. В. П. Курочка (1959) детально изучил состав глинистых минералов рассматриваемых пород, который он и приводит в своей работе (в %): $SiO_2 = 44,76$; $Al_2O_3 = 26,64$; $Fe_2O_3 = 8,43$; $FeO = 1,19$; $CaO = 0,43$; $MgO = 4,71$; $Na_2O + K_2O = 1,74$; $P_2O_5 =$ следы; П. п. п. — 7,83; $H_2O = 3,63$; сумма — 99,36.

Пересчет химического анализа дает следующую структурную формулу глинистого минерала:



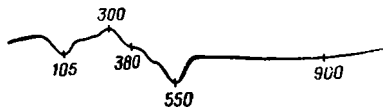
Таким образом, химический анализ указывает на преобладание в составе тонкой фракции аргиллитов диоктаэдрических гидрослюд и присутствие примеси триоктаэдрических. Гидрослюдистая природа глинистого минерала подтверждается результатами электронномикроскопического исследования и термического анализа (фиг. 7).

В глинистой основной массе обнаруживаются крупные (0,1—0,4 мм) пластинки буроватой и зеленоватой слюды, представленной в различной степени измененным биотитом, сохранившим, однако, свойственные этому минералу плеохроизм и яркую интерференционную окраску. Наблюдения-

ми устанавливается частичное разъедание и замещение с краев пластинок биотита тонкочешуйчатым глинистым веществом основной массы.

Кластические зерна алевритовой размерности — кварц и изредка полевые шпаты — корродируются и замещаются глинистыми продуктами. Локализация обломочных зерен в слюенки и линзочки и сходная ориентировка листочков слюды и глинистых минералов придают текстуре отчетливый микрослоистый облик.

Аутигенные минералы представлены неравномерно распределенными выделениями глауконита, который, судя по форме, возникает за счет биотита. Обилен пирит в форме шарообразных зерен, мелких кубиков и агрегатов, приуроченных к редким волокнам органического вещества. Пирит лимонитизирован.



Фиг. 7. Термокривая фракции $<1 \mu$ (алеовитовые аргиллиты). По В. П. Курочке

В окрестностях с. Ираклиевки в описываемых аргиллитах В. П. Курочка (1959) обнаружил редкие конкреции фосфоритов в виде плоских асимметричных линз размером 3—4 см в поперечнике. Они окрашены в темно-серый цвет и сложены фосфатным веществом, под микроскопом окрашенным в зеленовато-бурый цвет, в которое погружены зерна кварца и листочки бесцветных и бурых слюд. Фосфатная масса включает мелкие старообразные зерна глауконита. Изредка в ней попадаются зернышки пирита.

Микрослоистые обломочные слюенные породы (микалиты)

Микрослоистые слюенные породы слагают значительную часть разреза ломозовского горизонта в ряде пунктов. В работах предшествовавших исследований своеобразный характер этих пород не нашел своего отражения в их наименовании. Они описывались под названием алеовитовых глин, глинистых сланцев, аргиллитов и слюенных алеовролитов.

Рассматриваемые породы весьма специфичны. Ни один из терминов, принятых в литологической номенклатуре, не отражает их внешнего облика и генетической сущности. Это вынуждает нас ввести новый, несколько необычный термин для обозначения пород подобного типа. Следует отметить, что такие породы широко распространены не только в Приднестровье и Молдавии, но встречаются также в других областях.

По внешнему виду это зеленовато-серые и серовато-зеленые микрослоистые породы сланцеватого облика, распадающиеся на тонкие пластинки и листочки толщиной от долей до 2 мм. Поверхность их неровная, слегка бугристая, с шелковистым блеском; она устлана чешуйками слюды, иногда с бронзовым оттенком. В поперечном изломе микалиты обнаруживают микрослоистую текстуру из-за сходного расположения листочков слюды, являющихся основным компонентом породы, а также некоторых различий в окраске отдельных микрослоечков, в различной степени обогащенных алеовитовым материалом. На ощупь породы слегка жирные, излом остро-ребристый, в воде не размокают или размокают с трудом, при разминании пластичной массы не образуют.

Слюдистые породы нередко обогащены алеовитовым материалом, который локализуется в них в форме плоских линзочек, реже микрослоечков толщиной от долей до 1—2 мм. По мере увеличения содержания в породе алеовитового материала количество линзочек и их толщина возрастают, и породы постепенно переходят в слюдистые алеовролиты. Подобная постепенная смена слюдистых пород алеовролитами наблюдается как по простиранию пород, так и по мощности.

Преобладающим компонентом в породе являются биотит и продукты его изменения, содержание которых колеблется от участка к участку и в

среднем составляет около 70% (от 60 до 75%). В меньшем количестве присутствует алевроитовый материал (25—40%), представленный главным образом кварцем, значительно реже плагиоклазом и микроклином. Акцессорная примесь — циркон, турмалин, рутил и изредка гранат.

Биотит наблюдается в виде крупных пластинок размером от 0,1 до 0,6 мм (преобладают листочки 0,2—0,3 мм). Наименее измененный биотит обладает яркой интерференционной окраской и плеохроизмом в зеленых тонах. Наряду с неизмененным биотитом, попадаются пластинки, то частично, то полностью замещенные тонкочешуйчатым глинистым веществом с буроватой окраской, сохраняющие оптическую ориентировку исходной пластинки, но характеризующиеся пониженной интерференционной окраской. Эти глинистые агрегаты, представленные вермикулитом и триоктаэдрической гидрослюдой и большей частью псевдоморфно замещающие биотит, обнаруживают отчетливый плеохроизм в бурых тонах.

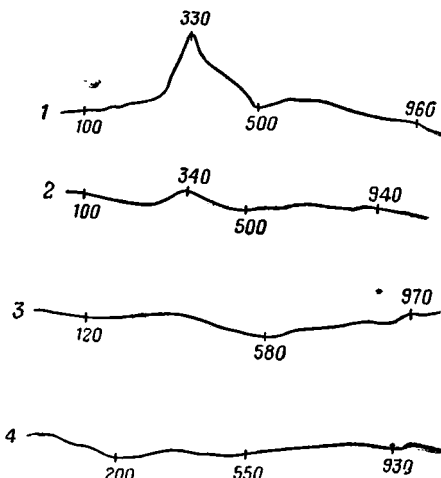
Глинистые продукты возникают также путем замещения обломочных зерен кварца и полевых шпатов в местах их контакта с измененными листочками биотита. Эти продукты разъедают с краев обломочные зерна и придают им причудливую, реликтового облика форму. Содержание глинистого вещества в породе значительное и составляет около 20—30%.

Гидрослюдистый состав дисперсно-чешуйчатых глинистых минералов, возникавших в результате изменения главным образом биотита и в меньшей мере обломочных зерен кварца и полевых шпатов, подтверждается детальными исследованиями тонкой фракции (меньше 0,001 мм), выделенной из пород отмучиванием.

Показатели преломления глинистого вещества в ориентированных агрегатах: Ng' — 1,575; Np' — 1,568. Форма чешуек (электронный микроскоп) — удлиненно-пластинчатая, типичная для гидрослюды. Термокривая обнаруживает нечеткий эндотермический эффект при 200°С (фиг. 8, 4). О доминирующей роли гидрослюды свидетельствуют также результаты частичного химического анализа (Na_2O — 0,52; K_2O — 6,19; FeO — 1,31%). Рентгеноструктурные исследования Т. В. Долматовой показали, что в составе глинистой фракции (меньше 0,001 мм) преобладают вермикулит, гидробиотит и биотит. В ограниченном количестве присутствуют диоктаэдрические гидрослюды (табл. 5).

Наряду с биотитом, в незначительном количестве присутствуют листочки мусковита, большей частью не испытывавшие изменений.

Алевроитовый материал представлен преимущественно кварцем (70—80%) и в меньшей мере (20—30%) микроклином и плагиоклазом в равных соотношениях. Зерна обладают угловатой корродированной формой и резко уплощены. Уплощенная форма зерен обусловлена не только характером их окатанности, но и преимущественным растворением и замещением в одном направлении при вторичных изменениях (табл. VI, 5). Алевроитовые частицы распределены в глинисто-слюдистой массе неравномерно. Они обогащают отдельные слоечки, в результате чего вся порода приобретает микрослоистый облик, представляя собой чередование микрослоечков



Фиг. 8. Термокривые фракции < 1 м порода ломозовских слоев.

1 — обр. 102, слюдистые алевролиты; 2 — обр. 117, слюдистые алевролиты; 3 — обр. 104, слюдистые алевролиты; 4 — обр. 106, микрослоистые обломочные слюдяные породы (микалиты)

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражения цементирующего вещества песчаников

(фракция $< 0,001$ мм, обр. 66)

Экспериментальные данные		Эталонные минералы, по Г. В. Бриндли (1955)					
Интенсивность	d, Å	Вермикулит		Биотит и триоктаэдрические гидрослюда		Гидробиотит	
		$\frac{d}{n}$	интенсивность	$\frac{d}{n}$	интенсивность	$\frac{d}{n}$	интенсивность
Шир. оч. сильн.	13,8	13,7	9				
Разм. оч. сильн.	9,6			10,0	10	11,4	8
Шир. разм. слаб.	6,58	7,03	1				
Шир. разм. слаб.	5,80					5,80	
Сред.	4,90			4,90			
Сильн.	4,58	5,68	1	4,60	3	4,48	2
Сред. слаб.	4,26			4,23	2		
Слаб.	3,66			3,70	0,5		
Слаб.	3,48	3,54	3	3,53	0,5		
Сильн. сред.	3,38			3,34	10	3,39	4
Слаб. сред.	3,18	3,16	1				
Слаб.	3,09			3,02	0,5	3,07	1
Слаб.	2,86	2,85	3	2,80	0,5	2,87	2
Оч. сильн.	2,55	2,53	1	2,63	8	2,59	10
Сред.	2,48			2,51	3		
				2,44	6		
Сред.	2,37	2,37	3	2,31	1	2,394	3
						2,367	2
Сред.	2,265	2,25	0,5	2,27	2	2,220	2
Сред.	2,13	2,13	0,5	2,17	4		
				2,19	0,5	2,166	4
Сред. слаб.	1,96	2,00	1	2,00	4	2,01	4
Слаб.	1,79	1,77	1	1,81	2	1,842	1
Слаб. сред.	1,72	1,73	0,5	1,72	2	1,734	1
Слаб. сред.	1,67	1,67	3	1,67	6	1,668	6
Слаб. сред.	1,63	1,586					
Слаб.	1,53			1,54	8	1,533	10
Сильн.	1,526	1,526	6				
Оч. слаб.	1,34	1,348	0,5			1,34	1
Сред.	1,29	1,29	0,5			1,298	2
Оч. слаб.	1,23						

существенно глинисто-слюдистого состава со слоечками, заметно обогащенными зернами кварца и микроклина.

Необходимо отметить, что широко проявляющиеся в породе процессы растворения и замещения ряда минералов глинистыми продуктами не сопровождаются явлениями регенерации, столь обычными в других песчаных породах.

Из аутигенных минералов весьма характерен глауконит. Он встречается в виде мелких овальных зерен с неровными очертаниями и резко удлинённых, причудливо изогнутых червеобразных выделений.

Последние, судя по форме, возникли за счет изменения биотита.

Глауконит бледно-зелёный с характерной микроагрегатной структурой.

Пирит обычен, частично или полностью замещен лимонитом. Он встречается в виде округлых зернышек, кубиков и удлинённых агрегатов.

В некоторых разрезах (южная окраина с. Ломозов) микалиты интенсивно каолинизированы. Каолинит (вероятно, в смеси с диккидом) развивается за счет замещения гидрослюд, а также пластинок биотита, гидробиотита и вермикулита. Эти минералы иногда сохраняются в форме реликтов среди псевдоморфно замещенных листочков. Каолинизация сопровождается изменением формы замещаемой пластинки, которая приобретает червеобразный, гармошковидный и веерообразный облик.

Отдельные пакеты каолинита имеют щепковидную форму, размер их нередко достигает 0,2 мм, показатели преломления: $Ng' - 1,565$, $Np' - 1,560$; $Ng' - Np' = 0,005$.

В значительном количестве присутствует новообразованный анатаз в виде мельчайших кристалликов, реже отмечаются брукит и рутил. Титанистые минералы часто лейкоксенизированы.

Слюдистые алевролиты и собственно алевролиты

Слюдистые алевролиты и собственно алевролиты развиты в ломозовских слоях достаточно широко. Они образуют слои и прослои (от нескольких сантиметров до 1—2 м), перемежающиеся со слюдистыми аргиллитами и чисто слюдистыми породами, с которыми они связаны постепенными переходами. Как отмечают исследователи Приднестровья (Крашенинникова, 1956; Дикенштейн, 1957; Курочка, 1959, и др.), аргиллиты фациально замещаются алевролитами, и в ряде разрезов последние являются господствующей и наиболее характерной породой горизонта.

По внешнему облику слюдистые алевролиты представляют собой зеленовато-серую тонко- и микрослоистую сланцеподобную породу, раскалывающуюся на плитки толщиной от 1 до 5 мм с неровной поверхностью, устланной чешуйками слюды или пелитовыми продуктами. Слоистость их обычно пологоволнистая, реже горизонтальная, иногда косая. Излом неровный, ступенчатый или ребристый, шероховатый.

Собственно алевролиты, отличающиеся от слюдистых алевролитов существенно меньшим содержанием слюд, характеризуются слегка зеленоватой окраской. Микрослоистость заметна не столь четко и обусловлена некоторыми различиями в окраске слоев. Плитчатость выражена заметно слабее, и толщина плиток измеряется сантиметрами. Поверхность излома более гладкая, однородно шероховатая.

При выветривании собственно алевролиты и слюдистые алевролиты приобретают желтоватую, реже красновато-бурую окраску.

Собственно алевролиты и слюдистые алевролиты сложены зернами кварца, полевых шпатов и листочками биотита. Соотношения обломочных зерен и слюд весьма изменчивы. В слюдистых алевролитах количество биотита колеблется от 15—20 до 40—50 %. При более высоком содержании его эти породы переходят в микалиты, описанные выше. К собственно алевролитам мы условно относим такие разновидности пород, в которых биотит составляет меньше 10 %.

Размеры обломочных зерен колеблются в пределах от 0,03 до 0,1 мм. Более тонкий и более грубый (до 0,15 мм) материал присутствует в незначительном количестве. Листочки слюды достигают 0,4 мм. Форма зерен преимущественно изометричная, реже слабо удлинённая, сглаженно-угловатая и угловатая. Преобладает кварц; в подчиненном количестве (25—30 %) присутствуют полевые шпаты. Среди последних, наряду с микроклином, наблюдаются в равных с ним соотношениях кислые плагиоклазы. Биотит и изредка ассоциирующий с ним мусковит распределены неравномерно, обогащая одни микрослоечки и реже присутствуя в других, что обуславливает визуальную различную их окраску. Акцессорная примесь представлена цирконом, турмалином и исключительно редко магнетитом. Попадаются единичные обрывки углистого вещества.

Зерна то вплотную прилегают одно к другому и, частично растворяясь, образуют конформные контакты, то разобщены пластинками слюды или тонко- и дисперсно-чешуйчатым глинистым веществом, которое либо vyplняет поры, либо располагается по стыкам зерен. Конформное растворение иногда сопровождается регенерацией кварцевых зерен с возникновением в отдельных участках кварцитовидных агрегатов (табл. VI, 6).

Интенсивно преобразуется биотит. Листочки его частично обесцвечиваются, гидратируются, приобретая червеобразные формы. Интерференционная окраска биотита понижается, и он переходит в гидробиотит и вермикулит. При этом выделяются комочки бурых гидроокислов железа. Некоторые пластинки замещаются тонкочешуйчатым глинистым веществом и гидроокислами железа. Дальнейшее изменение гидрослюд приводит к появлению переходных к каолиниту образований, сохраняющих реликтовые волокна биотита. Некоторые же пластинки полностью преобразуются в каолинит.

Глинистое вещество представлено чешуйками гидрослюды с примесью минералов каолинитовой группы — диккита и собственно каолинита. В одних разновидностях гидрослюды отличаются светлой окраской, и, видимо, соответствуют диоктаэдрической гидрослуде; в других они окрашены в желтоватые и буроватые тона, обнаруживая признаки остаточного плеохроизма, и соответствуют гидробиотиту, вермикулиту и триоктаэдрическим гидрослюдам. Диккит и каолинит возникают в результате более позднего преобразования гидрослюд. В некоторых разновидностях содержание их значительно. Гидрослюды иногда заметно корродируют и замещают кварц и полевые шпаты.

О гидрослюдистой (по преимуществу) природе глинистого вещества свидетельствуют оптические исследования, в частности показатели преломления ориентированных агрегатов ($Ng' = 1,580-1,592$; $Np' = 1,564-1,580$), а также кривые нагревания (фиг. 8, 2, 3). Электронномикроскопические исследования обнаруживают присутствие редких гексагональных пластинок каолинита или диккита, наряду с четко окристаллизованными, резко удлинненными пластинками аутигенной гидрослюды.

Содержание щелочей и закиси железа в отмученной глинистой фракции ($<0,001$ мм) приводится в табл. 6.

Т а б л и ц а 6

Содержание (в %) щелочей и закиси железа
в отмученной глинистой фракции

Образцы	Na ₂ O	K ₂ O	FeO
102	0,57	4,04	1,81
104	0,89	2,66	1,09
117	0,89	4,42	2,07

Судя по приведенным данным, среди гидрослюд присутствуют в существенном количестве триоктаэдрические разновидности, в том числе и вермикулит. Колебания в содержании K₂O обусловлены неравномерным развитием каолинизации гидрослюд.

Преобразование биотита сопровождается развитием выделений прекрасно ограненных кристалликов и друзчатых агрегатов анатаза и изредка брукита. В виде редких овальной формы выделений (0,1—0,2 мм) в алевролитах присутствует аутигенный глаукоцит, бледно-зеленоватый, с микроагрегатной структурой.

Отмечается редкая вкрапленность пирита. Пиритизации подвергаются также волокна растительных остатков. Пирит частично, реже полностью, лимонитизирован.

Песчаники в отложениях ломозовских слоев относительно редки. Они образуют небольшой протяженности прослой и линзы мощностью до 0,4 м среди аргиллитов и алевролитов. Еще реже встречаются гравелиты. Они констатированы в разрезе в окрестностях с. Нижний Олчедаев, где образуют выдержанный по простираанию прослой мощностью 0,7 м среди микалитов и алевроитовых аргиллитов.

По исходному минеральному составу и типу эпигенетических изменений эти породы очень похожи на породы ямпольских слоев, детальное описание которых приводится ниже. Поэтому здесь ограничимся лишь краткой их характеристикой.

Песчаники представляют собой мелкозернистую волнистослоистую тонкоплитчатую породу с неровным ступенчатым изломом, окрашенную то в зеленоватый, то в желтовато-серый цвет. Обломочные зерна, слагающие песчаники, — изометричные, реже удлиненные, сглаженно-угловатые, иногда заметно окатанные. Преобладают зерна размером от 0,2 до 0,3 мм.

Гравелиты состоят из однородных прекрасно окатанных зерен (1—3 мм) кварца, реже микроклина, погруженных в желтовато-зеленоватую цементирующую массу, сложенную гидрослюдисто-хлоритовыми продуктами и мелкими песчинками кварца, микроклина, плагиоклаза, а также листочками биотита. Текстура их массивная, крепость и плотность высокие, излом зернистый.

Несмотря на различия в гранулометрии мелкозернистых песчаников и гравелитов, их минеральный состав, тип и особенности постседиментационных преобразований очень сходны.

Главным компонентом этих пород является кварц (65—70%), в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты (20—25%), листочки биотита (5—10%) и изредка мусковита. Среди акцессорных минералов попадают циркон, турмалин, гранат, изредка монацит, ильменит и магнетит.

Песчаники и гравелиты, в отличие от олчедаевских, характеризуются значительным содержанием плагиоклаза, соизмеримым с микроклином.

Цемент в породе так же, как и глинистое вещество гидрослюдистого типа, был изначально представлен мелкими листочками и тонкими чешуйками биотита, в той или иной степени гидратизированного, с примесью зерен кварца и полевых шпатов пелитовой размерности.

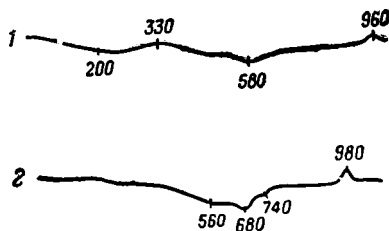
Постседиментационные изменения в этих породах выразились в последовательном преобразовании биотита в гидробиотит, дисперсно-чешуйчатые триоктаэдрические гидрослюды, вермикулит. В свою очередь эти минералы перешли в хлорит, который интенсивно корродировал обломочные зерна глауконита и заместил редкие его выделения.

Обломочные зерна нередко деформированы. В сжатых зернах плагиоклаза наблюдаются изогнутость двойниковых швов и признаки дифференциального скольжения одних частей кристалла по отношению к другим. Деформация плагиоклаза сопровождается его деанортитизацией, то частичной с преобразованием в альбит одной системы двойников, то полной с перекристаллизацией плагиоклаза в агрегат прекрасно ограненных кристалликов альбита (табл. VI, 4). Альбитизации плагиоклаза сопутствуют выделения цеолитов.

Растворение обломочных зерен с развитием конформных, а иногда и микростолитовых контактов наблюдается сравнительно редко, в отдельных участках (табл. VII, 2, 3). Иногда отмечается обрастание микроклина каемками аутигенного калиевого полевого шпата, а плагиоклаза — альбитом. Регенерация зерен кварца развита широко. Местами регенерационный кварц цементирует целые участки породы. Обилие новообразованного

кварца при ограниченном развитии структур растворения указывает на привнос кремнекислоты извне. Как в песчаниках, так и гравелитах широко и интенсивно выражены процессы эпигенетической каолинизации. Каолинит в тесном сростании с диккитом замещает полевые шпаты, преимущественно плагиоклаз (табл. VII, 2), биотит, гидрослюда, а также хлорит.

Совместное присутствие этих двух минералов обнаруживается при термографическом исследовании фракции $<0,01$ мм по появлению на термокривой (фиг. 9, 2) двух эндотермических эффектов: первого в области температур $500-600^{\circ}\text{C}$ (каолинит) и второго при температуре $650-700^{\circ}\text{C}$ (диккит). Экзотермический максимум при температуре 980° для обоих минералов совпадает. Судя по интенсивности проявления эндотермических эффектов, диккит преобладает над каолинитом. Заметный перегиб кривой в области температур $730-750^{\circ}\text{C}$ связан, по-видимому, с наличием во фракции хлорита.



Фиг. 9. Термокривые цементирующей массы песчаников с гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационно-кварцевым и каолинит-диккитовым цементом

1 — фракция $<0,001$ мм; 2 — фракция $<0,01$ мм

Весьма характерно, что каолинит и диккит представлены в форме сравнительно крупных (более $0,001$ мм) чешуек. Во фракции $0,001$ мм диккит вовсе отсутствует, а каолинит наблюдается в незначительном количестве. В этой

фракции преобладают гидрослюда (фиг. 9, 1), а также хлорит. Об этом свидетельствуют результаты определения в этой фракции щелочей и закисного железа ($\text{K}_2\text{O} - 2,66$, $\text{Na}_2\text{O} - 0,89$ и $\text{FeO} - 1,09\%$; табл. 6).

Микроскопически диккит и каолинит раздельно не распознаются. Оба эти минерала, присутствующие всегда совместно в виде агрегата с чешуйками заметных размеров, образуют или тесную механическую смесь, или смешанно-слоистые образования, замещающие другие минералы.

В некоторых разновидностях песчаников и гравелитов отмечается кальцитизация. Кальцит выполняет поры, замещает полевые шпаты (главным образом микроклин), реже кварц, иногда биотит, а также каолинит и диккит. Показатель преломления кальцита ($N_o - 1,665$) и качественные химические реакции обнаруживают присутствие в нем марганца.

ЯМПОЛЬСКИЕ СЛОИ

Ямпольские слои, как и олчедаевские, сложены исключительно обломочными породами: среднезернистыми песчаниками с подчиненными им прослоями грубо- и разномзернистых песчаников и гравелитов. По гранулометрическому и минеральному составу, текстурным особенностям, характеру эпигенетических преобразований и внешнему облику эти породы существенно отличаются от песчаников и гравелитов олчедаевских слоев.

Песчаники, слагающие ямпольские слои, преимущественно среднезернистые, обычно с некоторой примесью грубых песчаных и гравийных зерен. В отдельных прослоях содержание грубых псаммитовых фракций возрастает, в результате чего эти породы приобретают разномзернистый состав. Отмечаются прослой мощностью от 5 до 30 см, представленные песчанистыми гравелитами и реже гравелитами, содержащими около 50% и более псефитового материала, с зернами, достигающими 4 мм в поперечнике; такие прослой обычно находятся в основании косослоистых серий. Компактные слои и пачки гравелитов и грубозернистых песчаников, столь характерные для олчедаевских слоев, здесь отсутствуют.

Наряду с доминирующими в ямпольских слоях средне- и разнотерристыми песчаниками, довольно обычны и мелкозернистые разновидности.

Песчаники отчетливо слоисты. Слоистость преимущественно косая, часто однонаправленная, пологая, реже крутая (до $20-30^\circ$), с преимущественным падением слоистости на запад ($260-280^\circ$), изредка на северо-запад (320°). Наряду с однонаправленной косой слоистостью встречаются слои, для которых характерна разнонаправленная, перекрестная, а также волнистая слоистость с криволинейной и мульдобразной изогнутостью слоев. Некоторым слоям присуща горизонтальнослоистая текстура. Границы между сериями большей частью отчетливые. Слоистость обусловлена тончайшей сортировкой обломочного материала по крупности и подчеркивается сходным расположением удлинённых обломочных зерен и листочков слюд.

На поверхности напластования наблюдаются волноприбойные знаки, чаще рябь течений и волнений, иногда загадочного происхождения песчаные «пузыри» (табл. I, 4), изредка сплюснутые глинистые гальки. По совокупности структурных и текстурных признаков, характеру сортировки материала, наличию в породах аутигенного глауконита можно предполагать, что осадки ямпольских слоев накапливались в прибрежных частях морского бассейна, то несколько мелевших, то углублявшихся и подвергавшихся воздействию морских течений, энергично перемывавших и сортировавших оседавший материал.

По минеральному составу обломочных компонентов породы рассматриваемого горизонта представляют типичные аркозы, отличающиеся от пород олчедаевских слоев более высоким содержанием полевых шпатов, а также тем, что среди последних плагиоклазы кислого состава (до № 20) присутствуют в количестве, соизмеримом с калиевыми шпатами. Кроме того, в большей части описываемых пород биотит попадает в меньшем количестве, нежели в породах олчедаевских слоев, и почти отсутствуют зерна кварца с бластической структурой. Следует отметить, однако, что по мере увеличения крупности зерна относительное содержание микроклина, биотита и кварца с бластической структурой возрастает, а плагиоклаза уменьшается. Грубозернистые песчаники и гравелиты по минеральному составу почти неотличимы от соответствующих пород олчедаевского горизонта. Не обнаруживает существенных различий также и состав тяжелых минералов, присутствующих в породах олчедаевских и ямпольских слоев. Лишь отдельные прослои иногда обогащены гранатом и эпидотом.

Таким образом, можно полагать, что ямпольские слои так же, как слои олчедаевские, формировались в основном за счет единого источника сноса. Разрушались преимущественно гранитоиды, в том числе крупнозернистые пегматоидные граниты, в меньшей мере гранулиты, гнейсы и кристаллические сланцы.

В виде изначального цементирующего вещества рассматриваемые породы содержали переменные количества тонкообломочных чешуек биотита, значительно реже — мусковита и гидратизированных слюд. Глинистое вещество, по всем данным, в этих породах или вовсе отсутствовало, или содержалось в незначительном количестве. Первичный хемогенный карбонатный цемент в большинстве разновидностей, несомненно, отсутствовал. Лишь некоторые разновидности с базальным кальцитовым цементом дают основание предполагать, что накопление терригенного материала сопровождалось седиментацией некоторого количества пелитоморфного хемогенного карбоната кальция, перекристаллизованного позднее. Большая же часть кальцита, слагающего цемент песчаников, эпигенетической природы.

Песчаники рассечены вертикальными трещинами отдельности сколового типа с простиранием, близким к широтному и меридиональному (СВ $85-90^\circ$ и СЗ $340-350^\circ$). В некоторых районах эти трещины ориентированы в северо-западном и северо-восточном румбах (СЗ 330° и СВ 60°).

Среди песчаников ямпольских слоев выделяются несколько типов, различающихся частично по исходному составу и преимущественно по характеру вторичных преобразований.

*Песчаники и гравелиты с гидрослюдисто-хлоритовым
и каолинит-диккитовым цементом*

Песчаники и гравелиты с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом развиты в ямпольских слоях исключительно широко и составляют господствующий в них тип пород.

По внешнему виду эти породы довольно разнообразны. Основные различия в их облике тесно связаны с гранулометрическим составом, направлением и особенностями, а также интенсивностью преобразования цементующих продуктов.

Среди рассматриваемых пород выделяются мелкозернистые, среднезернистые, крупно- и грубозернистые песчаники, а также песчаные гравелиты. Все эти разновидности тесно связаны между собой постепенными переходами.

Мелко- и среднезернистые песчаники отличаются серой, серовато-белой и серовато-желтоватой окраской. На светлом фоне некоторых, преимущественно среднезернистых, пород заметны выделения черных гидроокислов марганца в виде то мелких, то крупных пятнышек, придающих окраске крапчатость. Слоистость, свойственная этим породам, обусловлена дифференциацией обломочного материала по крупности и сходной ориентировкой удлиненных зерен. При наличии примеси грубого песчаного или гравийного материала последний локализуется в тонкие прерывистые слойки или же приурочивается к определенным слойкам иной размерности. Плотность мелко- и среднезернистых разновидностей, как правило, высокая, излом однородный, сахаровидный.

Крупно- и грубозернистые разновидности, а также песчаные гравелиты имеют также серую, но более темных тонов, окраску, иногда с зеленоватым или бледно-розоватым оттенком. На сером фоне часто отчетливо выделяются мелкие скопления мучнисто-белого диккита. Гранулометрически эти породы значительно менее однородны и часто состоят из тонкой перемежаемости слойков более мелкого и более грубого материала. Слоистость пород косая, обычно ритмичная. Более грубые разновидности пород приурочены, как правило, к нижним частям косослоистых серий. Плотность этих разновидностей заметно ниже, нежели мелко- и среднезернистых песчаников, пористость значительно более высокая. Поры пород иногда выполнены пятнистыми и линзовидными скоплениями марганцевых гидроокислов, которые ориентированы в направлении слоистости. Эти скопления зачастую придают породам полосчатый облик. Выделения гидроокислов марганца наблюдаются иногда также по вертикальным трещинам отдельности. При обильном содержании марганцевых гидроокислов породы иногда приобретают темно-серую и даже черную окраску.

Мелкозернистые разновидности характеризуются преобладанием фракции 0,2—0,3 мм при ограниченном содержании более мелких и более крупных зерен, иногда достигающих 0,6 мм в поперечнике. Форма зерен изометричная и несколько удлиненная. Мелким зернам присущи сглаженно-угловатые очертания, более крупные зерна обычно заметно окатаны.

Среднезернистые разновидности менее однородны и хуже отсортированы. В них нередко попадаются грубые песчаные, а иногда и гравийные зерна размером до 0,8—1,2 мм; однако доминируют зерна размером от 0,25 до 0,5 мм.

В крупно- и грубозернистых песчаниках преобладают зерна размером от 0,4 до 1 мм. Среднезернистая фракция составляет обычно около 20%

породы. Мелкие зерна величиной до 0,3 мм попадают единично. Заметное количество (до 10%) составляют гравийные зерна.

В песчанистых гравелитах доминируют грубые песчаные и гравийные зерна от 0,8 до 1,8 мм в поперечнике. Мелкие зерна (от 0,2 до 0,5 мм) содержатся в ограниченном количестве.

В крупно- и грубозернистых песчаниках и гравелитах крупные зерна хорошо окатаны; зерна средних размеров то окатаны, то полуокатаны. Мелкие зерна полуокатаны, реже угловаты.

Рассматриваемые породы по минеральному составу представляют типичные аркозы. Наряду с доминирующим кварцем, они содержат от 25 до 35—40% полевых шпатов. Соотношения микроклина с плагиоклазом обнаруживают тесную зависимость от гранулометрического состава пород. В мелкозернистых песчаниках количество плагиоклаза соизмеримо с микроклином и составляет от 8 до 15% породы. По мере возрастания крупности зерен содержание плагиоклаза заметно уменьшается и микроклин становится преобладающим минералом полевошпатовой части. В полевошпатово-кварцевых гравелитах содержание кварца колеблется от 75 до 80%, в меньшем количестве присутствует микроклин, плагиоклазы же, встречающиеся лишь в виде мелких зерен, образуют незначительную примесь.

Биотит, содержащийся изначальное в заметном количестве (несколько процентов), большей частью полностью преобразован и замещен другими минералами. В неизмененном или слабо измененном виде биотит отмечается лишь изредка.

Мусковит в виде свободных листочков попадает единично. Несколько чаще этот минерал встречается в виде пластинок, развивающихся по микроклину и замещающих его.

Акцессорные минералы содержатся в небольшом количестве. Они представлены цирконом, турмалином, иногда монацитом, изредка сфеном и гранатом. Ограниченно наблюдаются магнетит и ильменит. Последний всегда преобразован и замещен аутигенными титансодержащими минералами.

Структурный облик мелко- и среднезернистых песчаников обусловлен широким развитием явлений растворения под давлением обломочных зерен в точках контакта, с возникновением главным образом конформных (табл. IX, 1), реже микростилолитовых и инкорпорационных структур (табл. VII, 4, VIII, 1, 3), сопровождающихся частичной регенерацией зерен. В некоторых разновидностях песчаников зерна контактируют одно с другим непосредственно, в иных на контакте сохраняется тонкая хлоритовая или гидрослюдистая кайма, представляющая остатки гидрослюдистого цемента.

В среднезернистых и, особенно, в мелкозернистых породах срачивание зерен путем их взаимного растворения с приспособлением формы играет наиболее существенную роль, обуславливая высокую их плотность, цементация же других типов имеет небольшое значение. В грубозернистых песчаниках и гравелитах также отмечаются явления растворения зерен в точках контакта, иногда сопровождающиеся некоторым внедрением более мелких зерен в крупные. Однако относительная роль этого процесса невелика, в ряде случаев растворение вовсе не наблюдается и пористость этих пород остается достаточно высокой.

Проявление давления сказывается, помимо возникновения указанных структур, в механической деформации зерен, наиболее отчетливо заметной на плагиоклазе. Деформации выражены в причудливой изогнутости двойниковых швов соответственно форме прилегающих зерен, в трансляционном скольжении двойников одного относительно другого, в возникновении волокнистых агрегатов, а также дроблении зерен со смещением их отдельных частей. Реже подобные деформации заметны вследствие нарушения решетчатой структуры в зернах микроклина. К проявлениям механической

деформации относится и возникновение тончайших трещин в кварце. Их последующее залечивание приводит к появлению расположенных в виде цепочек дисперсных включений жидкости.

Широко развиты новообразования своеобразного калиевого полевого шпата и кварца. Аутигенный калиевый полевой шпат регенерирует зерна микроклина, образуя вокруг него каемки, или нарастает лишь на некоторых частях обломочных зерен. Нередко между новообразованной каймой и обломочным зерном сохраняется тонкая пленочка хлорита или гидрослюда, что позволяет однозначно установить возрастные соотношения последних с полевошпатовой каймой. Внешний контур каймы неровный, напоминающий языки пламени (табл. VII, 5). Новообразованный калиевый полевой шпат обладает оптическими константами, отличающимися от таковых регенерированного микроклина, в результате чего он погасает одновременно с обломочным зерном.

Ширина регенерационных каемок варьирует в значительных пределах: от тысячных долей до 0,05 мм и лишь изредка достигает 0,10—0,15 мм. Наибольшей ширины каемки обычно достигают в местах пересечения граней (001), (100) и (010), т. е. обломочные зерна стремятся восстановить присущую микроклину огранку. На новообразованных каемках наиболее отчетливо проявляются грани (001) и (100). Менее четко выражена грань (101).

Трещины спайности обломочного зерна микроклина нередко продолжают в регенерационной кайме, не меняя своего направления. Насколько можно судить по результатам измерений углов между гранями на федоровском столике, кристаллографические элементы аутигенных калиевых полевых шпатов и обломочного микроклина полностью идентичны.

В гравелитах единично наблюдалось выделение аутигенного калиевого полевого шпата, выполняющее промежуток между зернами кварца и цементирующее их, при этом новообразованный полевой шпат корродирует обломочный кварц, вдаваясь в последний в виде бухтообразных заливов (табл. XXX, 3). Показатели преломления аутигенных калиевых полевых шпатов следующие: $N_p' = 1,516$, $N_g' = 1,522$; $N_g' - N_p' = 0,006$.

Таблица 7

Оптическая ориентировка индикатрисы и углы оптических осей аутигенного калиевого полевого шпата, вокруг которых развиваются регенерационные каемки

Разновидности калиевых полевых шпатов	Координаты Р (001), в градусах			2V, в градусах
	N_g	N_m	N_p	
Аутигенный калиевый полевой шпат в форме регенерационных каемок	86	6	85	—58
То же	84	12	78	—46
» »	80	11	78	—68
Аутигенный калиевый полевой шпат в форме цемента	83	18	73	—68
Обломочный микроклин, который обрастает регенерационной каемкой	84	12	87	—80
То же	84	12	87	—80
» »	84	12	87	—80

Как видно из приведенных констант, аутигенные калиевые полевые шпаты обладают некоторыми специфическими особенностями в сравнении с обычным микроклином. Они отличаются более низким показателем преломления, и будучи, как и микроклин, минералом триклинной сингонии, обнаруживают несколько иное расположение оптической индикатрисы. При сравнительно близком расположении оси N_g относительно кристалло-

графических элементов решетки, обнаруживается заметный поворот двух других осей. Иной оказывается и форма самой индикатрисы, что видно по малому углу оптических осей, который присущ аноктоклазу. Таким образом, аутигенный калиевый полевой шпат может быть охарактеризован как микроклин с малым углом оптических осей, или аноктоклаз (табл. 7).

Аутигенный кварц часто нарастает на обломочные зерна кварца в форме регенерационных оболочек. Последние изредка окаймляют зерно со всех сторон, а чаще нарастают на некоторую относительно небольшую часть поверхности зерна. В целом количество аутигенного кварца, развивающегося в породе, уступает количеству кварца, перешедшему в раствор при развитии структур растворения, что указывает на некоторый вынос кремнекислоты.

Глубокие изменения претерпевают зерна плагиоклаза. Помимо отмеченных выше явлений растворения под давлением с формированием конформных структур, широко распространены проявления механической и пластической деформации кристаллов, сопровождающиеся изменением состава. Как уже указывалось выше, деформации зерен плагиоклаза выражены в изгибе, нередко причудливом, двойниковых швов. Как показали наблюдения, рисунок изгиба соответствует форме и положению прилегающих зерен и, следовательно, обусловлен ими (табл. VII, 6; XXVII, 1, 2). Зерна плагиоклаза, плотно сжатые соседними зернами кварца, претерпевают, кроме изгиба, своеобразное «развальцевание» с некоторым трансляционным скольжением двойниковых индивидуумов один относительно другого (табл. IX, 2, XXVIII, 1), в результате такого скольжения края зерен приобретают неровные очертания. Интенсивно деформированные зерна плагиоклаза испытывают заметные изменения. Они деанортитизируются и приобретают альбитовый состав (№ 1—2). Показатели преломления их понижаются, интерференционная окраска повышается (до 0,010), двойниковая структура становится менее четкой, а иногда вовсе исчезает. Некоторые зерна полностью перекристаллизовываются и распадаются на отдельные прекрасно ограненные таблички альбита (табл. IX, 5, XXVIII, 3, 4) с отчетливо выраженными гранями (010) (110) и (110). В промежутках между ними иногда констатируется выделение низкопреломляющего минерала цеолитовой группы. Показатели преломления аутигенных табличек альбита: $N_p' = 1,526$; $N_g' = 1,537$. Между такими полностью перекристаллизованными зернами и неизмененным плагиоклазом наблюдаются постепенные переходы. Наряду с деанортитизацией, охватывающей целиком плагиоклазовые зерна, наблюдается также избирательная деанортитизация одной из систем двойников (табл. VII, 1, XXVII, 5). Деанортитизация охватывает то полностью двойниковый индивид, то лишь периферийную его часть, в то время как другая система сохраняет свой первичный более основной состав. Замеры ориентировки индикатрисы и угла оптических осей на таких избирательно альбитизированных зернах показали следующие результаты:

I. Первая система двойников:

$$P_{(010)} \begin{cases} \nearrow Ng - 6^\circ \\ \text{---} Nm - 90^\circ \\ \searrow Np - 84^\circ \end{cases} \quad \begin{matrix} 2V = (-) 86^\circ \\ \text{олигоклаз № 14} \end{matrix}$$

II. Вторая система двойников

$$P_{(010)} \begin{cases} \nearrow Ng - 20^\circ \\ \text{---} Nm - 66^\circ \\ \searrow Np - 84^\circ \end{cases} \quad \begin{matrix} 2V = (+) 80^\circ \\ \text{альбит № 2} \end{matrix}$$

При этом показатель преломления первой системы двойников значительно выше, нежели второй.

Как показали многочисленные замеры плагиоклаза в зоне $\perp (010)$, состав неизменной или слабо альбитизированной системы двойников колеблется от № 12 до № 17. Двойники сопряженной системы по составу соответствуют альбиту от № 2 до № 5. Деанортитизация обломочных зерен плагиоклаза развивается иногда с периферии. В этом случае в них возникает зональность, обусловленная различием состава центральных частей зерна и его периферии и заметная преимущественно в скрещенных николях, по некоторому различию в двупреломлении, а главным образом — в ориентировке. Как показали замеры в зоне $\perp (010)$, ядра зерен соответствуют альбит-олигоклазу № 10—19, периферийные же зоны представлены альбитом № 3—5. Небезынтересно отметить, что с периферии состав обеих систем двойников одинаков, по мере движения к центру зерна возникает некоторое различие в их светопреломлении, причем ширина альбитизированных полосок сокращается.

Эпигенетическая альбитизация иногда развивается по зернам плагиоклаза спорадично, не обнаруживая приуроченности к определенной системе двойников, а замещая различные части зерен. Контуры таких альбитизированных участков обычно обладают правильными кристаллографическими очертаниями, полностью совпадающими с кристаллографическими элементами плагиоклаза, по которому они развиваются. Размеры альбитовых новообразований измеряются сотыми долями миллиметра.

Процессы альбитизации плагиоклаза нередко сопровождаются цеолитизацией. Цеолиты в виде удлинённых образований выделяются вдоль двойниковых швов, иногда вдоль трещин спайности, прорастая плагиоклаз в виде сеточки (табл. IX, 4, XXIX, 2). Цеолит обладает низким показателем преломления, значительно меньшим, чем альбит, и интерференционной окраской в серых и молочно-белых тонах. Незначительные размеры этих новообразований не позволяют ближе установить их минеральную природу. Скорее всего они относятся к кальций-натровым цеолитам.

В некоторых гравелитах цеолиты попадают в цементе пород. Их выделения выполняют отдельные поровые пространства между обломочными зернами и обычно располагаются вблизи зерен альбитизированного плагиоклаза. Такие цеолиты обладают низким показателем преломления ($n < k.б.$) и интерферируют в серых тонах. В них иногда различается полисинтетическая двойниковая структура. $2V = -88^\circ$, $Ng \approx b$, $Np \approx Nm$: $(010) = 21^\circ$. Судя по приведенным константам, цеолит близок к морденит-гейландитовому ряду.

С изменением плагиоклаза связано появление отдельных кристалликов, реже агрегатов цоизита (табл. VIII, 5). Индивидуализированные его кристаллы развиваются в плагиоклазе, подвергшемся частичному замещению хлоритом, агрегатные же его сростки врастают местами в хлоритовый цемент.

Иногда попадают единичные кристаллики цоизита, распределенные в пустотках. Кристаллы цоизита короткопризматические, с высоким показателем преломления, низкой интерференционной окраской и прямым погасанием. Иногда внутри них различается обломочное ядро (табл. X, 4).

Наряду с явлениями деанортитизации, изредка наблюдается регенерация обломочных зерен плагиоклаза альбитом (табл. XXX, 6). Каемки чаще нарастают на грани (001) зерен. Регенерируются обычно наиболее кислые плагиоклазы. В аутигенном альбите нередко наблюдаются полисинтетические альбитовые двойники, продолжающие структуру обломочного зерна, но иногда несколько повернутые относительно последнего. Характерно, что зерна плагиоклаза, обрастающие альбитовой регенерационной каймой, часто сопровождаются с периферии альбитизированной зоной. Замеры на федоровском столике показали, что по составу альбит, регенерирующий обломочные зерна, колеблется от № 3 до № 6, в то время как обломочные зерна, на которые он нарастает, обычно соответствуют олигоклазу № 12—15.

Биотит гидратируется и преобразуется в вермикулит, а также замещается тонкочешуйчатыми глинистыми минералами гидрослюдистого типа. Наряду с гидрослюдизацией, нередко наблюдается переход биотита в хлорит.

Из других аутигенных минералов широко развит анатаз. Он образует как одиночные кристаллы, так и агрегаты. Последние находятся часто в цементирующей хлоритовой или дикиитовой массе. Нередко кристаллы анатаза вырастают в обломочные зерна кварца и полевых шпатов, проникая в эти минералы по тонким трещинкам. С анатазом изредка ассоциирует брукит. Иногда выделения аутигенных титанистых минералов приурочены к микрослоечкам, обогащенным цирконом и турмалином. Эта связь указывает на вероятность частичного возникновения анатаза и брукита за счет содержащихся в осадке зерен ильменита и титаномagnetита.

Цементирующая масса, выполняющая пространства между зернами, а иногда образующая скопления базального типа, состоит из тонко- и дисперсно-чешуйчатого агрегата буроокрашенных гидрослюд триоктаэдрического типа и хлорита. Триоктаэдрические гидрослюды возникают в результате стадийного преобразования биотита в гидробиотит и вермикулит, что устанавливается по присутствию пластинок этих минералов, частично или полностью замещенных дисперсно- и тонкочешуйчатым агрегатом буроокрашенных гидрослюд. Хлорит обладает зеленоватой окраской и низким двупреломлением. Он возникает за счет изменения пластинок биотита, гидробиотита и вермикулита, а также чешуйчатых агрегатов триоктаэдрических гидрослюд. Наблюдаются всевозможные переходы от слабохлоритизированных листочков биотита, гидробиотита и вермикулита, сохранивших свой резкий плеохроизм в зеленых тонах и яркую интерференционную окраску, к тонкочешуйчатому агрегату низкоинтерферирующего хлорита цементирующей массы. Помимо того, хлорит замещает также терригенное глинистое вещество, присутствовавшее в породе, корродирует и замещает с периферии кварц и полевые шпаты, проникая в последние по трещинам спайности. Более интенсивно замещается хлоритом плагиоклаз.

Интенсивность проявления хлоритизации в разных пластах песчаников неодинакова. Соответственно выделяются разновидности, в которых цементирующая масса представлена преимущественно триоктаэдрическими гидрослюдами, а хлорит присутствует лишь в ограниченном количестве, и разновидности, где хлорит является главным компонентом цемента.

Показатели преломления дисперсно-чешуйчатых минералов (размером менее 0,001 мм), выделенных из разновидностей с гидрослюдисто-хлоритовым цементом, в ориентированных агрегатах колеблются: N_g' от 1,610 до 1,635; N_p' от 1,605 до 1,628.

Рентгеноструктурный анализ показал, что тонкая фракция породы состоит из триоктаэдрических гидрослюд, вермикулита, хлорита, и, возможно, диоктаэдрической гидрослюды (табл. 8).

Своеобразной разновидностью рассмотренных пород являются гравелиты, в которых биотит, содержащийся в породе в обильном количестве в виде крупных листочков и мелких чешуек, цементирующих обломочные зерна, был преобразован не в хлорит, а преимущественно в диоктаэдрические слюды.

Как показали микроскопические исследования, листочки биотита, зажатые между зернами, причудливо сплюснуты (табл. VIII, 4), то частично, то полностью обезбечены. Сохраняя яркую интерференционную окраску, они нередко переходят в мусковитоподобную слюду. Еще чаще пластинки биотита замещаются тонко- и грубоchешуйчатым серицитоподобным агрегатом. Мелкоchешуйчатый биотит и триоктаэдрические гидрослюды преобразуются в серицит и серицитовидные гидрослюдистые агрегаты, выполняющие поровое пространство.

Электронномикроскопические исследования коллоидной фракции пока-

зали, что она состоит из тонких узких, резко удлиненных пластинок слюдоподобного минерала, обычно с прекрасной огранкой (табл. XXXIV, 2).

Термическая кривая фракции $<0,001$ мм не обнаруживает сколь-либо заметных эффектов (фиг. 10, 1) и отвечает, по всем данным, серициту.

Т. В. Долматова проводила рентгеновские исследования фракции $<0,001$ мм на образцах — природном, ориентированном природном, ориентированном насыщенном глицеринном, а также на образце, прогретом при температуре 600°C в течение двух часов (табл. 9).

Таблица 8

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
цементирующей массы песчаников
(фракция $<0,001$ мм, обр. 32)

Интенсивность	d , Å	Интенсивность	d , Å
Шир. сильн.	14,0	Сред. сильн.	2,47
Шир. сил.	10,04	Сильн.	2,36
Разм. сред.	7,02	Слаб.	2,24
Шир. слаб.	5,80	Слаб.	2,16
Слаб.	4,81	Слаб.	1,97
Сред. сильн.	4,48	Слаб.	1,78
Оч. слаб.	3,88	Слаб.	1,74
Слаб.	3,69	Слаб.	1,68
Слаб. сред.	3,47	Слаб.	1,63
Оч. сильн.	3,32	Сильн.	1,53
Сред.	3,14	Сред. сильн.	1,49
Слаб.	3,03	Оч. слаб.	1,45
Слаб.	2,89	Оч. слаб.	1,36
Сред. сильн.	2,62	Оч. слаб.	1,29
Сильн.	2,54		

Рентгеноструктурный анализ свидетельствует о присутствии во фракции $<0,001$ мм диоктаэдрической гидрослюда и минерала с пакетами биотита и вермикулита (линии 12,5, 5,88, 3,39 Å и т. д.). Присутствие вермикулитовых пакетов подтверждается исчезновением линии 14 Å после прогрева в течение двух часов при 600°C . Слабые линии: 9,1 и 3,08 Å принадлежат пирофиллиту. Расщепление линий 3,59 и 3,49—3,46 Å на ориентированном, природном и ориентированном, насыщенном глицеринном, образцах указывают на возможное присутствие минерала каолинитового типа.

Таким образом, пелитовая фракция песчаников рассматриваемой разновидности состоит преимущественно из диоктаэдрических гидрослюд. В подчиненном количестве в них присутствуют триоктаэдрические гидрослюды и вермикулит в форме смешанно-слоистых образований. Помимо того, отмечается пирофиллит.

Особой разновидностью песчаников и гравелитов рассматриваемого типа являются породы, в цементирующей массе которых, наряду с гидрослюдистыми минералами, существенное значение приобретают каолинит и диккит. Эти породы развиты в ямпольских слоях исключительно широко и составляют господствующую в них разновидность.

Генетически эта разновидность тесно связана с другими описанными выше песчаными породами с гидрослюдисто-хлоритовым цементом. Она и возникает в результате их последующего преобразования. Следовательно, песчаники и гравелиты с каолинит-диккитовым цементом представляют по существу эпигенетически более глубоко измененные образования.

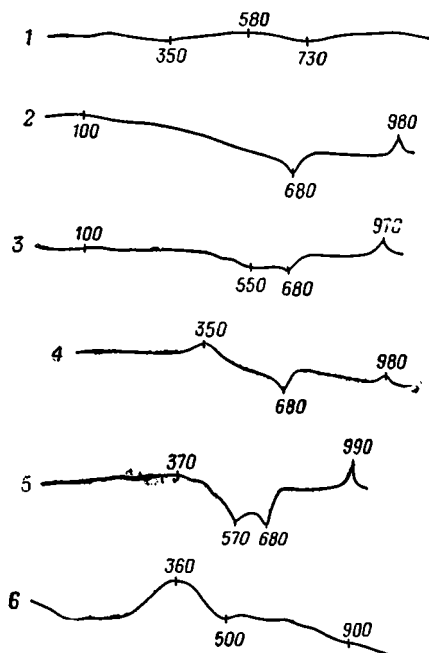
Наличие каолинита в ямпольских песчаниках отмечалось всеми предшествующими исследователями (Лунгерсгаузен, 1940; Дикенштейн, 1953а, 1957; Крашенинникова, 1956; Востанчук, 1956; Стащук, 1958; Курочка, 1959, и др.).

Как показали наши исследования, этот минерал, четко различимый в шлифах в форме хорошо ограниченных вермикулитоподобных кристаллов, при отмучивании переходит во фракцию 0,01—0,001 мм. Его термографическое изучение (фиг. 10, 2—5) свидетельствует, что этот минерал представлен каолинитом (неясный эндотермический эффект при 550°) и диккитом (четкий эндотермический минимум при 680—690°). Во фракции <0,001 мм присутствие минерала каолининовой группы по термокривым обычно не обнаруживается.

Количественные соотношения этих двух минералов не установлены. Судя по интенсивности эндотермических эффектов на термокривых фракций 0,01—0,001 мм (фиг. 10, 2—5), диккит несомненно доминирует над каолинитом.

Поскольку диккит и каолинит в шлифах раздельно не распознаются и оба эти минерала образуют микроскопически однородный агрегат, структурные и генетические их взаимоотношения прямыми наблюдениями не устанавливаются. Хотя не исключается, возможно, что диккит частично образуется в результате перекристаллизации возникшего каолинита, несомненно, однако, что подавляющее его количество формируется непосредственно путем замещения биотита, гидрослюд, хлорита и плагиоклаза. Поскольку в псевдоморфозах диккита по другим минералам всегда обнаруживается в том или ином количестве каолинит, скорее всего оба эти минерала возникают одновременно, представляя собой смешанно-слоистое образование, состоящее из чередующихся пакетов каолинита и диккита. Ниже эти смешанно-слоистые образования мы будем условно называть диккит-каолинитом.

Диккит-каолинит, как это видно в шлифах, замещает хлорит и гидрослюдистые минералы и местами образует цемент породы. Агрегаты его состоят из мелких пакетобразных кристалликов. Диккит-каолинит в форме пакетов замещает нередко зерна плагиоклаза, обычно нацело, при этом, однако, различима обломочная форма исходного зерна. Наблюдается и частичная каолинизация плагиоклаза, при этом наиболее полно замещению подвергаются внутренние части зерен, а неизменной остается лишь наружная их оболочка (табл. XI, 5). Каолинизации подвергаются также крупные листочки биотита. Они гидратируются, обесцвечиваются и при-



Фиг. 10. Термокривые тонких фракций песчаных пород ямпольских слоев

1 — обр. 21, гравелит с гидрослюдистым серицитовым цементом, фракция < 0,001 мм; 2 — обр. 1, песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом, фракция < 0,01 мм; 3 — обр. 7, то же; 4 — обр. 21 а, гравелит с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом, фракция < 0,01 мм; 5 — обр. 96, песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом, фракция < 0,01 мм; 6 — обр. 1, песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом, фракция < 0,001 мм

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений цементирующей массы
песчаников(фракция $< 0,001$ мм, обр. 21)

Природный		Ориентированный природный		Ориентированный насыщенный глицерином		Прогретый при 600° в течение двух часов	
Интенсивность	d, Å	Интенсив- ность	d, Å	Интенсив- ность	d, Å	Интенсив- ность	d, Å
Оч. сильн.	14,2	Сред. сильн.	14,5	Ср. сильн.	14,5		
Оч. сильн.	10,4	Сред.	12,5	Слаб.	12,1	Оч. слаб.	11,6
Слаб.	9,1	Оч. сильн.	10,04	Оч. сильн.	9,48	Оч. сильн.	10,04
Сильн. сред.	7,02	Сред.	8,98	Слаб.	8,85	Слаб.	9,2
Оч. слаб.	6,38						
Оч. слаб.	5,88	Оч. сильн.	7,22	Оч. сильн.	7,02		
Сред. разм.	5,28	Оч. слаб.	6,5	Сред. сильн.	5,12	Сил. шир.	5,14
	4,99	Оч. слаб.	6,02		4,68		4,85
Оч. сильн.	4,50	Оч. слаб.	5,46	Слаб.	4,44	Сред.	4,33
Т. слаб. сред.	4,18	Сильн. шир.	5,14	Ср. слаб.	4,16	Сред.	4,12
Сред.	3,85		4,94	Оч. слаб.	3,82	Сред.	3,99
Т. слаб. сред.	3,59	Сильн. сред.	4,72	Оч. сильн.	3,59		3,77
	3,39					Сред. шир.	3,58
Сильн. сред.	3,32	Слаб.	4,48	Сред. слаб.	3,46		
Слаб. сред.	3,20	Сред. слаб.	4,19	Оч. сильн.	3,344	Оч. сил.	3,30
Оч. слаб.	3,08	Оч. слаб.	3,99	Слаб. сред.	3,22	Сильн.	3,22
Шир.	2,87	Оч. слаб.	3,77		3,09	Сред. сильн.	3,09
Оч. сильн.	2,57	Оч. сильн.	3,59	Сред. шир.	2,85	шир.	2,93
Сред. шир.	2,45	Сред.	3,49	Оч. слаб.	2,67		2,85
Сред. шир.	2,34	Сильн.	3,34	Сред. сильн.	2,55	Сред. сильн.	2,64
Сред.	2,23	Сред. слаб.	3,25	Сильн.	2,50	Сред.	2,52
Сред.	2,13	Т. слаб.	3,08	Сред.	2,38	Сред.	2,45
Сред. еильн.	2,01	Слаб.	2,97	Сред.	2,33	Сред.	2,34
Сред. слаб.	1,97	Сред. слаб.	2,87	Сред. слаб.	2,28	Сред. слаб.	2,19
Оч. слаб.	1,853	Сред. слаб.	2,74	Слаб.	2,17	Сред.	2,11
Оч. слаб.	1,796	Сред. слаб.	2,67	Сред.	2,117	Сред. сильн.	2,007
		шир.				шир.	
Слаб.	1,697		2,52	Сильн.	1,958	Оч. слаб.	1,95
						Оч. слаб.	1,87
Сред.	1,666	Сред. сильн.	2,40	Слаб.	1,937	Оч. слаб.	1,82
Слаб.	1,63	Оч. слаб.	2,36	Слаб. шир.	1,845	Сред. слаб.	1,76
Сред. слаб.	1,539	Оч. слаб.	2,29			Оч. слаб.	
Сильн.	1,49	Слаб. шир.	2,20	Сред.	1,789	Сред. шир.	1,664
			2,12	Сред.	1,54	Сред.	1,622
		Сред. сильн.	2,12				1,5103
			2,04	Сред.	1,503	Сред. шир.	1,4833
			1,97				

обретают веерообразную структуру и низкую, характерную для каолинита, интерференционную окраску. Небезынтересно отметить, что те части биотитовых пластинок, которые зажаты между зернами, не изменяются. Замещаются каолининовыми минералами также деанортитизированные зерна плагиоклаза. Аутигенный облик минералов устанавливается большей частью прямыми наблюдениями. В тех случаях, когда в породе отмечается лишь дикиит-каолининовый цемент, в последнем удастся обна-

ружить остатки гидрослюд или хлорита, очерчивающие контуры обломочных зерен, нацело замещенных каолининовыми минералами.

В некоторых разновидностях грубозернистых песчаников наблюдаются агрегаты диккита, выполняющие поры, отличающиеся бесцветностью, чистотой и отсутствием признаков возникновения за счет других минералов. Диккит этого типа иногда корродирует регенерационный кварц. Скорее всего такой диккит возник путем отложения из интерстиционных растворов.

Единичные пластинки мусковита обычно не обнаруживают признаков изменения и сохраняют свойственную этому минералу интерференционную окраску. Лишь изредка наблюдается каолинизация мусковита вдоль спайности.

Цементирующая масса песчаников, представленная каолинит-диккитовым материалом, содержит, кроме того, по данным электронной микроскопии коллоидной фракции этого цемента, узкие лейстовидные полупрозрачные пластинки.

По своей форме эти образования идентичны образованиям, констатированным при электронномикроскопическом исследовании тонкой фракции описанных выше гравелитов с гидрослюдистым цементом, где, судя по данным рентгеноструктурных исследований (табл. 9), наряду с гидрослюдами, присутствует и пиррофиллит. По аналогии следует полагать, что и в рассматриваемых песчаниках в составе тонкой фракции совместно с диоктаэдрическими гидрослюдами присутствует также пиррофиллит.

В ряде образцов песчаников из ямпольских слоев спорадически присутствует глауконит. Этот минерал отмечается то в форме зерен правильной округлой и овальной формы (размером около 0,2—0,3 мм), нацело замещенных тонкочешуйчатым агрегатом ярко интерферирующего серицита (табл. X, 1), иногда с признаками концентрического его расположения, то в виде выполнений трещин спайности в микроклине и плагиоклазе. Иногда прожилковидные выделения глауконита толщиной в 0,01—0,05 мм присутствуют в зернах кварца с бластической структурой, по контакту между слагающими его неделимыми. Глауконит этого типа характеризуется микроагрегатной структурой, иногда он замещается тонкочешуйчатым хлоритом. Некоторые зерна глауконита частично, а реже нацело замещены кварцем.

В мелко- и среднезернистых песчаниках из окрестностей Ямполья (по долине Руссавы) обычным компонентом является барит. Он образует выделения неправильной формы размером от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике, замещающие иногда кварц, а чаще калиевые полевые шпаты. Замещению баритом подвергаются лишь обломочные зерна. Регенерационные каемки аутигенного микроклина, как правило, баритом не замещаются. Среди выделений барита нередко сохраняются реликты замещаемого минерала.

В крупнозернистых песчаниках из основания ямпольских слоев вблизи с. Ломозов, по левому берегу р. Лядавы, интенсивно выражены явления регенерации кварцевых зерен с развитием кварцитовидных псевдогранобластических структур.

В интерстициях между зернами заключен тонкочешуйчатый хлоритовый цемент, замещающийся диккитом, при этом наблюдаются всевозможные постепенные переходы от типичного хлорита к типичному диккиту. В этих песчаниках констатированы листочки мусковитизированного биотита, иногда достигающие нескольких миллиметров длины. Некоторые листочки вторичного мусковита, в свою очередь, замещаются кварцем, причем сохраняют свою пластинчатую структуру, как это отмечено было в олчедаевских слоях (табл. V, 1). Сплоенный и причудливо изогнутый облик замещенных кварцем слюдяных пластинок указывает на то, что замещение кварцем происходило после смятия соответственно конфигурации прилегающих зерен, т. е., несомненно, в эпигенезе, после развития регенерационных кварцевых каемок. Помимо частичного замещения

кварцем, мусковитовые пластинки также частично замещаются диккитом. Соотношения последнего с кварцем, замещающим мусковит, указывают на более позднее развитие диккита.

Замещению кварцем и последующей диккитизации подвергаются также пластинки биотита с выделением при этом гидроокислов железа в виде мелких зерен.

Преимущественно в крупно- и грубозернистых песчаниках спорадически присутствует кальцит, выполняющий поровые промежутки, также корродирующий кварц и замещающий полевые шпаты (табл. VII, 2). В некоторых разновидностях кальцит обилен и иногда играет роль цемента. Качественными химическими реакциями в кальците устанавливается марганец. На это же указывает повышенный показатель преломления этого минерала ($N_0 = 1,666-1,670$).

В крупно- и грубозернистых песчаниках и гравелитах отмечается значительное количество пор. Часть их иногда выполнена скоплениями землистых марганцевых окислов, вероятно, возникших за счет разложения при современном выветривании марганецсодержащего кальцита или принесенных водами. Окислы марганца иногда скопляются и в трещинах спайности полевых шпатов.

Песчаники с регенерационным кварцевым цементом

Рассматриваемые породы широко распространены среди отложений ямпольских слоев в бассейне р. Дерло вблизи Могилев-Подольского.

Внешне эти породы резко отличаются от описанных выше разновидностей более светлой серой окраской, сливным кварцитовидным обликом, высокой плотностью, крепостью и острооскольчатым изломом.

Гранулометрически песчаники нередко однородны и крупнозернисты. Размер большинства обломочных зерен колеблется в пределах 0,5—1,0, иногда достигая 1,5 мм. Встречаются также среднезернистые разновидности с размером зерен 0,3—0,6 мм. Наряду с хорошо отсортированными породами, довольно обычны разномзернистые песчаники, в которых гравийные и грубопесчаные зерна размером от 0,5 до 1,5 мм в поперечнике сочетаются с тонкозернистым песчаным материалом размером от 0,1 до 0,3 мм.

Слоистость обычно однонаправленная, косая, выражена в хорошо отсортированных песчаниках неясно, но проявляется исключительно отчетливо в разномзернистых породах. Она обусловлена как изменением размерности зерен от слоя к слою, так и некоторым обогащением отдельных слоев полевыми шпатами.

По минеральному составу песчаники несколько отличаются от рассмотренных выше разновидностей более высоким содержанием кварца. Полевые шпаты присутствуют в небольшом количестве и содержание их колеблется от 15 до 20%. Среди полевых шпатов иногда несколько преобладает микроклин, но нередко содержание его близко к содержанию плагиоклаза.

Спорадически, крайне редко, отмечаются листочки биотита и еще реже пластинки мусковита.

Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом и обильным гранатом. Нередко попадаются монацит, зерна которого часто оторочены железистой каемкой, эпидот и ильменит.

Обломочные зерна обычно разобщены. Реже они прилегают одно к другому и обнаруживают тогда отчетливые признаки взаимного растворения в точках контакта с развитием типичных конформных структур. Однако роль этих структур ограниченная.

Из новообразований повсеместно наблюдается аутигенный калиевый полевой шпат, образующий обычно тонкие каемки вокруг обломочных зерен, отчетливо идиоморфные к аутигенному кварцу (табл. IX, 3).

Плагиоклаз иногда обнаруживает признаки эпигенетической альбитизации. Зерна его деформированы, приобретают повышенную интерференционную окраску, и двойниковая структура их утрачивает свою четкость. Нередко альбитизация захватывает лишь одну систему двойников, в то время как сопряженная с ней система сохраняет свой изначальный более основной состав (табл. X, 6).

Некоторые зерна плаггиоклаза регенерированы каемками альбита. Последние обычно нарастают на сглаженных углах зерен, придавая им четкую кристаллическую огранку. Реже каемка охватывает зерно с нескольких сторон. Новообразованные каемки альбита нередко нарастают на альбитизированные зерна плаггиоклаза (табл. X, 2), что указывает на их более позднее выделение, но иногда, по-видимому, регенерация сопровождается избирательным замещением одной системы двойников альбитом.

Новообразованный кварц развит исключительно широко. Содержание его обычно составляет около 25—35 % породы. Он регенерирует обломочные зерна, придавая им нередко четкие кристаллографические контуры и срачивая их в гранобластические агрегаты. Иногда новообразованный кварц неотличим от обломочного. Большей же частью он переполнен дисперсными включениями жидкости, располагающимися вдоль граней растущих кристаллов и очерчивающими их контуры. Эти включения указывают на ритмично прерывистый рост зерен кварца (табл. X, 3) и на неодинаковые скорости роста разных его граней с тенденцией к удлинению кристалла в направлении оси *C*. Новообразующийся кварц иногда отчетливо корродирует плаггиоклаз, при этом одна система двойников замещается кварцем более интенсивно, другая заметно слабее (табл. X, 5). Эти различия обусловлены явлениями избирательной альбитизации плаггиоклаза. Двойниковые индивиды плаггиоклаза более основного состава замещаются кварцем более легко, альбитизированные же двойники обнаруживают большую устойчивость к замещению кварцем. Регенерационный кварц интенсивно корродирует также зерна микроклина.

С регенерацией кварца связаны явления залечивания криптитовых трещин, возникающих в обломочном кварце. В результате образуются дисперсные, часто едва различимые включения жидкости, расположенные в форме цепочек.

Кварц иногда внедряется в листочки слюд вдоль спайности и замещает последние. В некоторых разновидностях, содержащих местами в небольшом количестве глинистый цемент, глинистое вещество подвергается окварцеванию. Кварц кристаллизуется в форме мелких (до 0,02 мм) неправильных выделений, причудливо срастающихся между собой и с глинистым веществом.

В других разновидностях кварц не только регенерирует обломочные зерна, но и выполняет пространства между регенерационными каемками в виде роговиковых агрегатов, состоящих из шестоватых кристаллов.

В районе жильных проявлений галенита (с. Карповка) с кварцем, выполняющим поры между регенерированными зернами, связаны выделения пирита, образующие то редкую, то густую вкрапленность, а иногда — агрегатные скопления до 1 мм в длину. Пирит иногда нарастает на пластинки биотита. Здесь же наблюдаются разновидности, в которых регенерационный кварц развит ограниченно, а промежутки между зернами выполнены частично шестоватым кварцем и главным образом тонкозернистым кварцевым агрегатом. Этот агрегат местами врастает в дисперсно-чешуйчатое глинистое вещество и интенсивно корродирует не только обломочные зерна кварца и полевых шпатов, но и регенерационные каемки (табл. XI, 6). Часто с этим поздним кварцем сочетается обильная тонкая вкрапленность пирита в форме мельчайших кубиков и пентагонально-додэкаэдрических кристалликов. Судя по взаимоотношениям кремнистого агрегата

с другими аутигенными кварцевыми модификациями, он принадлежит к наиболее поздним выделениям.

Редкие листочки биотита, иногда присутствующие в песчаниках, обнаруживают интенсивные изменения. Одни листочки гидратизируются и замещаются тонкочешуйчатым агрегатом то светлых, то бурых гидрослюдистых минералов или приобретают веерообразные формы, частично обесцвечиваясь и теряя яркую интерференционную окраску. Судя по взаимоотношениям с аутигенным кварцем, этот процесс предшествует выделению последнего. Некоторые листочки биотита причудливо деформируются, обесцвечиваются и замещаются отдельными чешуйками мусковита с выделением зернышек лейкоксена.

В песчаниках из района с. Карповки листочки биотита замещаются агрегатом мусковитоподобной гидрослюда с радиально-лучистым строением, а иногда кварцем. Местами в песчаниках отмечаются чешуйки и обрывки листочков биотита, находящиеся на границе обломочного и аутигенного кварца. Анатаз и изредка брукит образуют прекрасно ограненные кристаллы. Они попадают в новообразованном кварце, регенерирующем обломочные зерна, реже на стыках. Иногда кристаллики анатаза группируются в друзовидные агрегаты и жеодки. Анатаз и брукит большей частью возникают за счет ильменита. Отмечается развитие иголок рутила, вырастающих в полевых шпатах по трещинам спайности.

Спорадически в песчаниках присутствует диксит. Он выполняет редкие пустотки, корродируя прилегающие зерна полевых шпатов и аутигенные кварцевые каемки, частично или полностью замещает зерна плагиоклаза, образуя пакетообразные агрегаты, при этом неизменными остаются лишь периферические части зерна (табл. XI, 3, 4). Частичной дикситизации подвергаются отдельные чешуйки и листочки биотита, гидробиотита и агрегаты гидрослюдистых минералов. В отдельных разновидностях, содержащих в небольшом количестве глинистый цемент гидрослюдистого типа, последний замещается иногда нацело дикситом.

В районе р. Дерло близ Могилев-Подольского, между селами Карповкой и Воеводичины, в песчаниках описанного типа известны многочисленные проявления свинцовой минерализации.

Песчаники рассечены крупными вертикальными трещинами сколового типа, простирающимися по двум направлениям: 1) СВ 50—60° и 2) СВ 320°. Трещины прослеживаются на протяжении многих десятков метров. По этим трещинам, а также по трещинам, совпадающим с поверхностью песчаников, отмечаются выделения галенита, иногда ассоциирующие с выделениями марганецсодержащего кальцита и серого кварца.

Галенит образует мелкие и крупные уплощенные кристаллы кубического облика и агрегаты кристаллов. Размеры отдельных кристаллов нередко достигают 2 см при толщине около 1—2 мм. Уплощенные гексаэдры сливаются в сплошные агрегаты, образуя нитевидные прожилки. Такие же выделения галенита наблюдаются вдоль почти горизонтально расположенных трещин, совпадающих со слоистостью песчаников, где они обычно окислены и замещены ярко-желтыми свинцовыми охрами. М. М. Ивантшин (1947), изучивший указанные рудопоявления, отмечает присутствие в прожилках марказита, сфалерита и флюорита. Из вторичных минералов нами установлено широкое развитие мучнисто-белого землистого церуссита, замещающего галенит по прожилкам, свинцовых охр и ярозита.

В песчаниках, вмещающих описанные прожилки, при микроскопическом изучении констатируются многочисленные трещины толщиной около 0,02—0,03 мм, секущие как обломочные зерна, так и регенерационные кварцевые и полевошпатовые каемки и роговиковые кварцевые агрегаты, выполняющие поровые промежутки. Трещины залечены кварцем, насыщенным дисперсными включениями жидкости. Кварц, залечивающий трещины, нередко приобретает ориентировку вмещающих его зерен. При

пересечении зерен микроклина прожилки выполняется аутигенным микроклином, а при пересечении плагиоклаза состав прожилка нередко сменяется высокопреломляющим карбонатом, содержащим свинец¹ (табл. XI, 2). Таким образом, кварц, выполняющий указанные прожилки, и свинецсодержащие карбонаты по всем данным образуют тесную парагенетическую ассоциацию, выделяющуюся позднее роговикового кварца. Свинецсодержащие карбонаты, помимо выделений в форме тончайших прожилков, секущих регенерированные зерна, а также роговиковый и кремнистый кварц, часто замещают зерна микроклина и плагиоклаза, реже кварца. Некоторые зерна полевых шпатов замещаются карбонатом до состояния реликтов. В свою очередь, свинецсодержащие карбонаты замещаются и секутся прожилками ариозита.

По общему своему облику и характеру эпигенетических процессов преобразования, описываемые песчаники близко напоминают гравелиты с регенерационным кварцевым цементом, наблюдавшиеся в верхних горизонтах олчедаевских слоев. Обильное содержание регенерационного и роговикового кварца при относительно ограниченном развитии процессов внутрислойного растворения под давлением указывает на то, что формирование пород протекало при существенном привносе кремнекислоты извне.

Разнозернистые песчаники с базальным крупнокристаллическим марганецсодержащим кальцитовым цементом

Разнозернистые песчаники с базальным крупнокристаллическим марганецсодержащим кальцитовым цементом имеют сравнительно ограниченное развитие в отложениях ямпольских слоев. Они наблюдаются в левых береговых обрывах р. Дерло несколько выше с. Карповки, в районе Могилев-Подольского, где прослеживаются в средней части горизонта в виде пачки мощностью около 30—40 см. Пачка эта характеризуется отчетливо выраженной косо́й слоистостью, с однонаправленным падением слоистости на север под углом 15—20°. Она залегает среди песчаников с регенерационным кварцевым цементом и прослеживается на значительное расстояние (более 1 км).

В зоне гипергенеза песчаники переходят в рыхлые пески, пропитанные землистыми черными марганцевыми гидроокислами.

По внешнему виду песчаники представляют собой плотную крепкую разнозернистую породу с серой окраской, сцементированную крупнокристаллическим кальцитом со сверхкающим изломом. Обломочные зерна составляют 65—70% породы, цемент — 30—35%.

Гранулометрически породы неоднородны. Преобладающую фракцию составляют зерна размером от 0,2 до 0,5 мм, при заметно меньшем содержании более тонких и более грубых зерен. Некоторые разновидности характеризуются более грубыми размерами зерен и менее однородным составом. В них, наряду с тонкопесчаными зёрнами, существенную роль играют зерна размером от 0,5 до 1 мм, а также попадают редкие зерна размером до 3 мм в поперечнике. Зерна большей частью изометричны и обычно заметно окатаны.

Исходный состав песчаников типично аркозовый. Наряду с кварцем, в значительном количестве присутствуют полевые шпаты (30—35%), среди которых заметно доминируют (20—25%) микроклин и микроклин-пертит с решетчатой структурой. Кислые плагиоклазы с полисинтетически-двойниковым строением находятся в подчиненном количестве. Их содержание не превышает 10% обломочных зерен. Наблюдаются редкие листочки

¹ Свинецсодержащий карбонат характеризуется высокими показателями преломления ($N_o \gg 1,767$; $N_e > 1,767$), высокой интерференционной окраской (перламутровые тона), заметно двуслойной фигурой. Качественные реакции с 5%-ным раствором KI показали присутствие свинца. Вероятно, карбонат представлен церусситом.

биотита, большей частью в той или иной степени измененные. Единично присутствуют листочки мусковита. Акцессорные минералы представлены редкими зернами циркона, турмалина и рудного минерала, обычно замещенного землистыми титанистыми продуктами.

Обломочные зерна погружены в крупнокристаллическую (до нескольких миллиметров) кальцитовую массу цемента базального типа. Кальцит, как показали качественные химические реакции, содержит в значительном количестве марганец и обладает повышенными показателями преломления ($N_D = 1,670$). Он интенсивно корродирует и замещает обломочные зерна, особенно полевые шпаты, которые приобретают вследствие этого причудливую форму (табл. XI, 1). Некоторые зерна замещаются кальцитом до состояния реликтов, а иногда нацело.

Зерна плагиоклаза иногда замещены диксит-каолинитом. Этот смешанно-слоистый минерал образует пакетобразные кристаллики, группирующиеся в агрегаты, которые замещают преимущественно внутренние части зерен. Некоторые зерна замещаются им нацело — от плагиоклазового зерна сохраняется лишь наружный ободок.

Зерна микроклина большей частью свежи. Лишь некоторые зерна иногда прорастают и замещают по спайности гидрослюдистыми продуктами, окрашенными в бурый цвет, или зеленоватым хлоритом. Частичному замещению гидрослюдами и хлоритом по трещинам спайности подверглись также некоторые зерна плагиоклаза.

Листочки биотита, заключенные в кальците, большей частью интенсивно изменены. Они гидратизированы, приобретают вермикулитоподобные и веерообразные формы и переходят в гидробиотит, а иногда в тонкоче-

Т а б л и ц а 10

Химический анализ (в %) карбонатной части
образцов песчаников

Окислы	Обр. 2040	Обр. 2043
Минеральный нераствори- мый остаток	67,54	71,60
R ₂ O ₃	0,66	0,68
CaO	17,32	14,62
MgO	0,38	0,44
MnO	0,36	0,74
CO ₂	13,82	11,80
С у м м а	100,08	99,88
Пересчет анализа на карбо- наты		
MnCO ₃	0,58	1,20
CaCO ₃	30,59	25,79

шуйчатые глинистые продукты. Сравнительно часто наблюдается аморфизация биотита и переход его в железистые продукты. Нередко отмечаются также явления замещения биотита кальцитом.

Иногда в отдельных участках песчаников обломочные зерна вплотную прилегают одно к другому и тогда, вследствие развития явлений конформного растворения и частичной регенерации кварца и микроклина, наблюдается возникновение псевдогранобластических кварцево-полевошпатовых агрегатов. В песчаниках попадаются отдельные участки глинистого цемента. Глинистое вещество образует тонкочешуйчатый гидрослюдистый агре-

гат, цементирующий обломочные зерна. В этом агрегате наблюдаются также сильно деформированные гидрослюдизированные пластинки биотита. Таким образом, в массе кальцитового цемента улавливаются реликты цемента более ранних стадий: гидрослюдистого и конформно-регенерационного.

Среди крупнокристаллических выделений кальцита, образующего цемент, изредка можно заметить реликты причудливой формы, представленные микрозернистым пелитоморфным кальцитом, который, вероятно, является остатками ранее существовавшего известкового цемента, подвергнувшегося позднее перекристаллизации (табл. 10).

Анализы указывают на преимущественно кальцитовый состав карбоната, слагающего цемент песчаников, и относительно высокое содержание в нем марганца в карбонатной форме. Соотношения марганца и кальция варьируют в широких пределах от образца к образцу. Содержание родохрозитовой молекулы в первом образце около 1,8, во втором — 4,4 %.

ПОРОДЫ УШИЦКОЙ СВИТЫ

ЯРЫШЕВСКИЕ СЛОИ

Ярышевские слои сложены преимущественно глинисто-алевролитовыми породами: аргиллитами и разнообразными алевролитами, часто переслаивающимися в разрезах и фациально замещающими друг друга по простирацию.

Песчаные породы развиты ограниченно. Они образуют отдельные прослои мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м, реже до 1 м, линзовидно выклинивающиеся по простирацию, а также слагают пачки мощностью от 0,5 до 6 м. Последние отчетливо приурочены к средней части разреза и сравнительно выдержаны по простирацию. Одна из таких пачек выделяется исследователями (Сташук, 1958; Курочка, 1959) в самостоятельное стратиграфическое подразделение (бернашевский горизонт).

В верхней половине разреза ярышевских слоев развиты своеобразные пестроокрашенные аргиллитоподобные породы, которые по своему характерному облику отчетливо прослеживаются не только в Приднестровье, но и на Волыни. Некоторые исследователи Приднестровья выделяют их в самостоятельный стратиграфический горизонт (броничские слои). В литературе эти породы всегда рассматривались и описывались как нормальноосадочные образования. Детальное изучение пород показало, что они являются сильно окремнелыми пепловыми туфами и туффитами.

Выше, над пепловыми туфами и туффитами, в разрезе широко развиты полимиктовые алевролиты и мелкозернистые песчаники, в которых, наряду с обычным терригенным материалом, в заметном, а иногда существенном количестве присутствуют продукты переотложения основных эффузивов и их туфов с примесью пирокластического материала, аналогичного по составу материалу, слагающему вышеуказанные туфы и туффиты.

Отложения рассматриваемого горизонта накапливались, по-видимому, в фациальных условиях, сходных с условиями, господствовавшими в ломозовское время. Это, несомненно, морские отложения, на что указывает текстурный облик пород: тонкая ритмичная слоистость в аргиллитах, одно- и разнонаправленные косослоистые текстуры типа морских течений в алевролитах и песчаниках, знаки ряби течений и волнений на поверхностях напластования, а также присутствие в ряде описанных разновидностей песчаников аутигенного глауконита, а в аргиллитах — глауконита и фосфатных линз. Наличие среди аргиллитов прослоев мелкозернистых, а иногда и крупнозернистых песчаных пород и появление в средней части ярышевских слоев выдержанной пачки песчаников свиде-

тельствуют о том, что область аккумуляции осадков находилась по отношению к области сноса не на очень большом расстоянии, в зоне, где происходило накопление материала преимущественно пелитовой и алевроитовой размерности, однако периодическое усиление гидродинамической активности среды приводило к более интенсивному взмучиванию и сортировке осадков и, соответственно, к формированию песчаных прослоев.

Появление выдержанной пачки песчаных пород в средней части разреза связано, надо полагать, с колебательными движениями земной коры, перемещением береговой линии и, соответственно, изменением положения границ фациальных зон в пределах аккумуляционного бассейна. Небольшая глубина бассейна, особенно в периоды накопления песчаных осадков, отчетливо устанавливается по их текстурному облику, а также наличию знаков ряби течений и волнений на поверхностях напластования.

Рассматривая минеральный состав пород ярышевских слоев, можно заметить для нижних их частей значительное сходство с породами ломозовских слоев. Основными компонентами пород являются глинистое вещество, биотит, в меньшей мере хлорит и мусковит, кварц и полевые шпаты, среди которых наблюдаются кислые плагиоклазы и микроклин. Намечается определенная связь гранулометрического состава пород как с количественными соотношениями разных полевых шпатов, так и с типоморфными особенностями обломочного кварца. В грубозернистых разновидностях доминирует микроклин и появляются зерна кварца с бластической кварцитовидной структурой; по мере же уменьшения размерности обломочного материала в них все более и более возрастает роль плагиоклаза и нормально гаснущего кварца. Среди аксессуарных минералов наблюдается та же ассоциация, что и в нижерасположенных слоях: циркон, турмалин (иногда полихромный), монацит, изредка гранат.

Таким образом, и в рассматриваемое время, по-видимому, продолжались размыв тех же пород, которые дали начало отложениям могилевской свиты. Обилие биотита и продуктов его изменения позволяет предполагать, что к этому времени в областях сноса обнажились и более энергично размывались богатые слюдами супракристалльные породы — биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы — в отличие от олчедаевского и ямпольского времени, когда размывались преимущественно бедные темноцветными минералами лейкократовые граниты.

Совершенно иного состава обломочный материал присутствует в породах верхней половины ярышевских слоев. Наряду с кварцем, полевыми шпатами и биотитом, компонентами, характерными и для нижерасположенных стратиграфических подразделений, здесь в существенном количестве попадает пирокластический пепловый материал кислого состава, отложение которого дает начало образованию тонкозернистых туфов и туффитов, а также продукты разрушения интенсивно измененных эффузивных или эффузивно-осадочных пород основного состава, представленные хлоритизированными вулканическими стеклами и миндалитами хлорита. Особенности состава и структуры этих образований позволяют считать, что размывавшиеся породы были представлены так называемыми палагонитовыми туфами. Эти продукты размыва и переотложения основных вулканических образований сопровождалось поступлением в ограниченном количестве также пирокластического пеплового материала, состоящего из своеобразных клиновидных и рогулькообразных кварцевых зерен. Пирокластический материал, в отличие от нормального обломочного, был представлен продуктами кислой магмы. Осаждение этих разнородных по составу обломочных продуктов вместе с зернами кварца и полевых шпатов, образовавшихся за счет дезинтеграции гранитоидных пород и гнейсов, дало начало зеленоцветным полимиктовым мелкозернистым песчанкам и алевролитам, переслаивающимся с аргиллитами.

Характер вторичных преобразований большинства типов рассмотрен-

ных пород в общих чертах сходен с преобразованиями, наблюдавшимися в породах могилевской свиты. Во всей толще ярышевских слоев, за исключением туфов и туффитов, распознаются те же минеральные парагенезисы и ассоциации, которые отмечались и выше. В эффузивно-осадочных породах, развитых в верхних частях разреза, характер процессов вторичного преобразования существенно модифицируется.

Ниже приводится петрографическое описание наиболее характерных типов глинистых, алевролитовых, туфогенных и песчаных пород, слагающих разрезы ярышевских слоев.

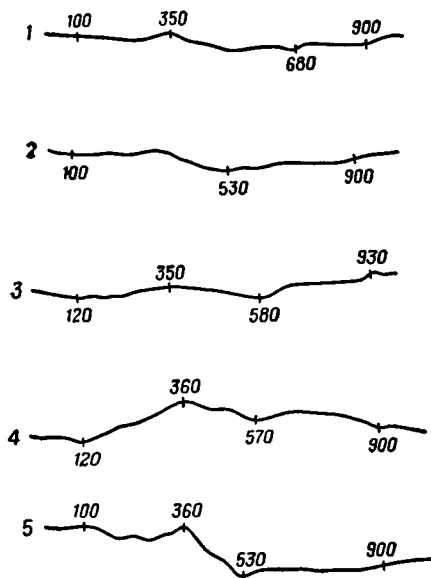
Аргиллиты и слюдисто-алевритовые аргиллиты

Аргиллиты и слюдисто-алевритовые аргиллиты широко распространены в отложениях ярышевских слоев. Они присутствуют как в нижних, так и верхних частях разреза, перемежаясь с прослоями алевролитов и реже песчаников.

По внешнему виду эти породы характеризуются тонко- и микрослойистой текстурой. Аргиллиты окрашены в темно-серый, реже пепельно-серый цвет, местами с красноватым, лиловатым и зеленоватым оттенками. Слюдисто-алевритовым аргиллитам свойственна яблочно-зеленая и желтовато-зеленая окраска. Излом пород неровный, плоско-раковистый и ребристый.

Аргиллиты сложены дисперсно-и тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов с почти одинаковой оптической ориентировкой частиц. Глинистое вещество представлено триоктаэдрическими гидрослюдами, окрашенными в зеленовато-желтоватый цвет, с высоким показателем преломления и интерференционной окраской в желтовато-оранжевых тонах. Некоторые алевролитовые разновидности содержат заметную примесь чешуек зеленого биотита и хлорита. В проходящем свете глинистая основная масса обнаруживает то слабый, то отчетливый плеохроизм в буроватых тонах. Глинистые минералы, как показало изучение фракции $< 0,001$ мм, представлены гидрослюдами преимущественно триоктаэдрического типа. В ориентированных агрегатах глинистое вещество обнаруживает волокнистое и игольчатое строение и слабый плеохроизм в буроватых тонах. Показатели преломления ориентированных агрегатов: $Ng' - 1,572$, $Np' - 1,565$. Интерференционная окраска агрегатов яркая.

О гидрослюдистой по преимуществу природе глинистого вещества пород свидетельствуют также термокривые (фиг. 11, 1—3) и электронно-микроскопические исследования, показавшие, что преобладающим компонентом коллоидной фракции являются тончайшие плохо окристаллизованные частицы изометричной и несколько удлиненной формы. Лишь изредка попадаются, наряду с гидрослюдами, хорошо ограниченные гексагоны каолинита.



Фиг. 11. Термокривые фракций $< 0,001$ м аргиллитов и слюдисто-алевритовых аргиллитов

1 — обр. 47, слюдисто-алевритовые аргиллиты; 2 — обр. 133, аргиллиты; 3 — обр. 2020, аргиллиты; 4 — обр. 50, песчаники с гидрослюдистым цементом; 5 — обр. 51, песчаники с гидрослюдистым цементом

Химические анализы фракции 0,001 мм дали высокое содержание щелочей и закиси железа (в %):

	K ₂ O	Na ₂ O	FeO
Аргиллиты	6,0	0,24	0,95
Алевритовые аргиллиты . .	4,39	0,57	1,72

В глинистой основной массе аргиллитов в небольшом (5—8%), а в алевритовых аргиллитах в заметном количестве (30—40%) присутствуют листочки биотита, а также обломочные зерна кварца и полевых шпатов алевритовой и мелкопесчаной размерности. Этот материал то равномерно рассеян, то локализован в линзочки и слойки толщиной от долей до нескольких миллиметров.

Размеры листочков слюды колеблются в пределах от 0,1 до 0,4 мм. Они представлены зеленым или бурым биотитом с резким плеохроизмом и яркой интерференционной окраской, реже мусковитом и хлоритом. Пластинки биотита интенсивно изменены. Они нередко приобретают веерообразную или вермикулитовидную структуру, яркую интерференционную окраску и переходят в пластинчато-спайный глауконит. Другие пластинки биотита, гидратизируясь и приобретая червеобразную форму или структуру «столбика монет», испытывают иные изменения: они обесцвечиваются, интерференционная окраска их понижается и они постепенно переходят в гидробиотит, вермикулит и светлую гидрослюда, которая вдоль отдельных пластинок или с краев преобразуется в каолинит.

Обломочные зерна кварца, микроклина и плагиоклаза, которые вместе с биотитом скопляются в микропрослойках, цементируются тонкочешуйчатой, а иногда бесструктурной хлоритовой массой. Последняя возникает за счет преобразования мелкообломочного биотита и глинистого вещества. Хлорит окрашен в густо-зеленый цвет. Он интенсивно корродирует зерна кварца и полевых шпатов иногда до реликтов (табл. XII, 5). Хлорит проникает также в зерна плагиоклаза и микроклина вдоль трещин спайности и замещает последние. В таких алевритовых и песчаных пропластках с хлоритовым цементом нередко отмечаются зернышки лимонита и скопления тонкорассеянных окислов железа.

В песчаных пропластках среди хлоритовой массы, цементирующей обломочные зерна, иногда различаются овальные зерна глауконита с микроагрегатной структурой, иногда частично, а чаще нацело замещенные хлоритом.

Местами хлоритовая масса, в свою очередь, также изменена. В ней возникают мелкие (до 0,05—0,08 мм) обособления неправильной или округлой формы, которые осветлены и замещаются тонкочешуйчатым минералом каолинитового типа. Между обособлениями, едва затронутыми этим процессом, и обособлениями, нацело замещенными каолиновым минералом, можно проследить ряд постепенных переходов.

Акцессорными минералами — цирконом, турмалином и изредка гранатом — описываемые породы бедны.

Среди аргиллитов отмечаются разновидности, содержащие примесь обрывков обуглившихся растительных остатков, присутствие которых придает породам темно-серый цвет. В глинистой массе распылены дисперсные зернышки пирита, гидроокислов железа и титанистых продуктов. Последние, по крайней мере частично, связаны с изменением глинистого вещества и чешуек хлорита.

В некоторых аргиллитах, слагающих ярышевские слои, спорадически присутствует фосфатное вещество, локализующееся в мелкие линзовидные выделения. В фосфатизированных участках обычно находятся обильные выделения глауконита и вкрапленность пирита. В отдельных разрезах среди аргиллитов наблюдаются фосфатные линзы мощностью в раздуде до 5—10 см и длиной в несколько метров.

Пестроцветные кремнистые туфы и туффиты прослеживаются в средней части разреза ярышевских слоев, где они образуют компактную, однородного состава, пачку мощностью около 15 м, лежащую непосредственно на пачке песчаников, получивших название бернашевского горизонта (Стащук, 1958). Эти пестроцветные кремнистые породы О. В. Крашенинникова именует сланцами жван, а М. Ф. Стащук выделяет под названием броницкого горизонта.

Уже по внешнему облику эти породы чрезвычайно своеобразны и резко отличаются от других пород как ярышевских слоев, так и других стратиграфических подразделений рассматриваемого разреза. Это грубо-плитчатые, исключительно плотные и относительно крепкие пелитоморфные породы, окрашенные то в шоколадно-коричневый, то в фисташково-зеленый цвет, с неяснослоистой текстурой и типичным раковистым изломом. Неоднородность окраски иногда подчинена слоистости, подчеркивая ее, но чаще же имеет неправильный пятнистый характер. Большей частью эти породы имеют шоколадно-коричневый цвет и тогда участки с зеленой окраской выделяются на их фоне в форме причудливых пятен и линз, направление которых нередко не совпадает со слоистостью. Реже породы окрашены преимущественно в зеленый цвет, на фоне которого резко выделяются пятнистой формы участки шоколадно-коричневой окраски. Переход одной окраски в другую иногда резкий, но чаще постепенный. Изменение окраски пород нередко обнаруживает тесную связь с трещинами отдельности и трещинами скола, секущими породы под крутыми углами, вдоль которых шоколадно-коричневые аргиллиты осветлены и приобретают желтовато-зеленоватый цвет.

По многочисленным, преимущественно вертикально ориентированным трещинам, секущим описываемые породы, обычно наблюдаются уплощенные выделения крупнокристаллического кальцита, с размером кристаллов, достигающим нескольких сантиметров в плоскости трещин.

Микроскопический облик рассматриваемых пород довольно различен. В одних разновидностях основную массу породы образует агрегат, состоящий из мельчайших кремнистых частиц. Размер их колеблется от тысячных долей до 0,03 мм и лишь изредка бывает крупнее. Форма индивидуальных частиц вследствие их незначительных размеров и вторичной преобразованиями большей частью не распознается. Иногда, однако, в этой сплошной тонкозернистой массе различаются отдельные более крупные пепловые частицы с характерной для них клиновидной, пластинчатой, палочковидной, сложно раздвоенной, «рогулькообразной» формой (табл. XII, 2, 6). Пепловые частицы и зернышки с поверхности покрыты тончайшими пылевидными налетами окислов железа, которые окрашивают основную массу в бурые тона различной интенсивности. В целом кремнистая основная масса обладает средним показателем преломления, близким к 1,537. В скрепленных николях она местами кажется почти изотропной, участками же едва заметно или слабо двупреломляет в серых тонах. Следует отметить, что некоторые редкие пепловые частицы сохраняют свой изотропный характер (табл. XIII, 2). Все эти наблюдения указывают на то, что стекловатый материал, слагавший пепловые частицы, подвергся почти полной перекристаллизации и окремнению. Кремнистые продукты, присутствующие в основной массе и замещающие пепловый материал, по-видимому, представлены халцедоном и микрозернистым кварцем. Эти микроскопические наблюдения подтверждаются данными химических анализов фракции <0,001 мм (табл. 11).

Сходные результаты показали химические анализы (лаборатория ГИН АН СССР) шоколадно-коричневых и зеленых кремнистых туфов из районов с. Броницы, с. Ястребно и р. Лядавы (табл. 12).

Как видно из приведенных данных, характерной особенностью рассматриваемых пород является высокое содержание в них кремнезема

Таблица 11

Химический анализ (в %) тонкозернистой
фракции $< 0,001$ мм
(по данным В. П. Курочки)

Оксиды	Зеленый туф	Шоколадно-коричневый туф
SiO ₂	77,52	72,72
TiO ₂	0,45	0,44
Al ₂ O ₃	9,06	9,64
Fe ₂ O ₃	2,79	7,30
CaO	0,72	0,60
MgO	1,86	1,51
SO ₃	0,20	0,24
H ₂ O	1,12	1,21
П.п.п.	2,84	3,07
Сумма . . .	96,56	96,73

при малом содержании глинозема и щелочей. Вторая их своеобразная черта заключается в присутствии в породах «аморфной» кремнекислоты, извлекающейся многократным последовательным выщелачиванием 5%-ным содовым раствором. Как показали исследования Э. С. Залманзон (1957), таким раствором из пород выщелачиваются опал, частично халцедон, а также, судя по нашим данным, некоторые вулканические стекла.

Высокое содержание в рассматриваемых породах кремнекислоты и небольшое количество глинозема указывают, кстати, на ошибочность представлений ряда исследователей (О. В. Крашенинниковой, М. Ф. Стащук, В. П. Курочки, Г. Х. Дикенштейна и др.) о том, что основная масса этих пород складывается глинистым веществом, а породы в целом являются аргиллитами.

Особенно отчетливо витрокластическая природа пестроокрашенных туфов и туффигов выражена в некоторых прослоях этого горизонта в разрезе у с. Малый Берег (р. Днестр). Здесь основную массу породы, в проходящем свете окрашенную в бурый и черный цвет, составляют частицы измененного, ожелезненного вулканического стекла. Отдельные пепловые частицы почти не распознаются, так как в процессе эпигенеза они в значительной степени растворились, утратили изначально присущую им форму и вместе с окислами железа образовали сплошную криптозернистую массу. В последней сохранились мелкие и крупные (до 5 мм) овальной и причудливой формы выделения глауконита, которые возникли, очевидно, на ранних этапах формирования породы в диагенезе. В этих глауконитовых «микроконкрециях» большей частью отчетливо различимы контуры отдельных пепловых частиц с характерной для них рогулькообразной формой, замещившиеся глауконитом, а в некоторых глауконитовых выделениях сохранились и ожелезненные пепловые частицы (табл. XII, 1, 2).

В основной массе породы в переменном количестве (от 5 до 20%) присутствуют листочки слюд и хлорита (размером до 0,5 мм), зерна кварца и полевых шпатов (размером от 0,002 до 0,8 мм).

Слюды представлены в основном биотитом, окрашенным в зеленый, реже бурый цвет, интенсивно плеохроирующим, с относительно высокой

интерференционной окраской (желтовато-оранжевые и синевато-зеленые тона). Иногда в листочках зеленого биотита попадаются реликтового облика вrostки бурого биотита. Некоторые листочки опацифицированы, другие ожелезнены. Значительно реже отмечаются чешуйки, листочки и

Таблица 12

Химические анализы (в %) кремнистых туфов

Оксиды	Шоколадно-коричневые туфы			Серовато-зеленоватые туфы		
	Лядава	Броница	Ястребно	Лядава	Броница	Ястребно
SiO ₂	70,49	72,32	72,04	75,48	84,26	72,88
TiO ₂	0,40	0,40	0,36	0,55	0,30	0,32
Al ₂ O ₃	7,73	11,33	9,71	8,91	7,99	10,49
Fe ₂ O ₃	9,10	6,99	9,61	4,40	1,95	9,27
FeO	3,54	Не опр.	Не опр.	1,86	Не опр.	Не опр.
MnO	0,03	»	»	0,03	»	»
CaO	1,03	»	»	0,87	»	»
MgO	1,94	»	»	1,85	»	»
Na ₂ O	0,24	»	»	0,50	»	»
K ₂ O	0,68	»	»	1,28	»	»
R ₂ O ₅	0,34	»	»	0,29	»	»
H ₂ O ⁻	1,38	1,91	1,30	1,49	1,20	1,36
H ₂ O ⁺	3,30	2,78	3,41	2,98	1,69	3,65
C	Нет	Не опр.	Не опр.	Нет	Не опр.	Не опр.
CO ₂	0,16	»	»	0,02	»	»
Сумма . .	100,41	95,73	96,53	100,51	97,39	97,75
В том числе:						
кварц		38,88	49,72		56,98	45,54
SiO ₂ аморф.		I+II 3,26	3,20		3,50	2,70
(содовые		III 2,26	2,18		3,50	2,06
вытяжки)		IV 1,50	1,04		1,94	1,00
		V 1,74	1,26		1,96	1,38
		VI 1,22	1,12		1,28	0,84
		9,98	8,80		13,68	7,98

пластинки прозрачного, ярко интерферирующего мусковита и низкодву-преломляющих светлых слюд. Не менее широко, чем биотит, развит и хлорит, плеохроирующий в зеленоватых тонах, с низкой, иногда аномальной интерференционной окраской, изредка также содержащий тонкие вrostки бурого биотита.

Слюдистые и хлоритовые чешуйки распределены в основной массе то равномерно, то обогащают отдельные тонкие микропропластки, перемежающиеся со слоечками, не содержащими слюдистых чешуек.

В переменном количестве (5—15%) в основной массе породы рассеяны зерна кварца, реже микроклина и плагиоклаза. Этот материал иногда локализуется, заметно обогащая отдельные пропластки. Размеры зерен колеблются в широких пределах — от 0,002 до 0,3 мм, но большей частью не превышают 0,1 мм. Многие зерна обладают остроугольной, оскольчатой формой. Часто отмечаются зерна кварца с клиновидными,

каплевидными, угловыми и рогулькообразными очертаниями, свидетельствующими о вулканокластической природе этих образований (табл. XII, 4). Изредка встречаются обломочки резко удлинённых микролитов плагиоклаза с тонкой альбитовой двойниковой структурой (табл. XIII, 1).

Помимо алевритовых зерен кварца и полевых шпатов вулканокластической природы иногда отмечаются относительно крупные зерна (0,6 мм изредка до 0,8 мм) кварца и микроклина с заметной огранкой, представляющие, по-видимому, интрателлурические кристаллы или их обломки. Зерна эти изредка несут следы магматической резорбции (табл. XII, 3).

Наряду с кварцем и полевыми шпатами вулканокластического происхождения, присутствуют и явно терригенные зерна этих минералов. Они нередко скопляются, образуя микропропластки толщиной до 0,5 мм вместе с цементирующими их пластинками слюд.

Акцессорные минералы редки. Они представлены единичными мельчайшими (0,01 мм) зернышками циркона, реже турмалина и лейкоксена.

Соотношения вулcano- и пирокластического материала и терригенных продуктов в рассматриваемых породах не всегда могут быть точно установлены. Несомненно, однако, что в них преобладает вулканогенный материал и ассоциирующее с ним кремнистое вещество, содержание же терригенных продуктов варьирует от нескольких процентов до двух десятков процентов. Соответственно существующим классификациям рассматриваемые породы относятся к пепловым туфам и туффитам.

Вторичные изменения в описываемых породах развиты исключительно широко.

Наиболее ранним аутигенным минералом является глауконитоподобный минерал с зеленой в проходящем свете окраской, врастающий в зерна и обломки кварца в форме прожилков, а в кристаллах микроклина развивающийся в виде сложной сети вдоль систем трещин спайности.

В некоторых разновидностях пород (из разрезов у с. Малый Берег) отмечаются овальные выделения этого же глауконитоподобного минерала по бурой ожелезненной стекловатой основной массе, которую они замещают. Выделения эти уплощены в направлении слонности, нередко обладают неправильными фестонобразными ограничениями. Размеры их колеблются от 0,1 до 5 мм. Они сложены то бледно-зеленой микроагрегатной массой, то образуют крупные монокристаллические пластинчато-спайные выделения с отчетливым плеохроизмом: ярко-зеленым по Ng и светло-зеленым по Nr и заметным двупреломлением ($Ng - Nr$ около 0,020). В них нередко различаются контуры нацело замещенных пепловых частиц, а иногда сохраняются и сами частицы. Судя по общему облику и оптическим константам, описываемый минерал относится к железистым разновидностям глауконита (селадонит).

Помимо упомянутых выше процессов окремнения, развивающихся по-видимому, одновременно с уплотнением изначально рыхлых продуктов и сопровождающихся частичным растворением пепловых частиц, в некоторых разновидностях пород широко развиты процессы хлоритизации. Хлорит образует изометричные пластинки с бледно-зеленоватой окраской (размером от 0,005 до 0,01 мм в поперечнике), развивающиеся по основной массе (табл. XIII, 4) и придающие породе зеленоватый цвет. Выделения хлорита то располагаются равномерно, то концентрируются в одних участках и почти не отмечаются в других. Иногда наблюдается прожилкообразное развитие в основной массе хлорита с более крупными листочками и аномальным двупреломлением. Хлорит представлен пеннином. Значительно реже отмечаются новообразованные относительно крупные листочки хлорита с яркой (до 0,020) интерференционной окраской. Последние обычно возникают вокруг зерен лимонитизированного пирита, образуя вен-

чики и каемки. Иногда аутигенный хлорит встречается в форме округлых обособлений с радиально-лучистой структурой около 0,06 мм в поперечнике. Хлорит развивается по обломочным зернам кварца и полевых шпатов, замещая последние с периферии, реже вдоль трещин спайности. Изредка констатируется замещение отдельных пепловых частиц хлоритом и халцедоном в сложном переплетении. В туффитах, обнажающихся в нижнем течении р. Броницы, отмечаются зеленовато-желтоватые выделения хлорита (до 0,2 мм) неправильной или овальной формы, с колломорфной структурой.

В некоторых прослоях обнаруживаются отчетливые признаки растворения туфогенного материала по неровным поверхностям парастилолитового типа, которые или совпадают с поверхностями наслоения, или располагаются под некоторым углом к ним. Иногда такие поверхности разветвляются и сливаются вновь. По этим поверхностям наблюдаются пленочки и выделения бурых окислов и гидроокислов железа, представляющих собой скопления нерастворившегося материала, который изначально был сравнительно равномерно рассеян в основной массе. Поверхности растворения нередко совпадают с поверхностями наслоения, по которым заметны прыски обломочных слюд и хлорита.

В отдельных образцах в результате коррозии и растворения зерна кварца приобретают причудливые очертания.

Спорадически в породах развиты выделения кальцита, большей частью замещающего зерна кварца и полевых шпатов. Наблюдаются все стадии замещения: от слабой коррозии с краев до возникновения полных псевдоморфоз по указанным минералам (табл. XII, 3). Несколько реже кальцит замещает частично и полностью листочки обломочного биотита. Своеобразные псевдоморфозы кальцита по биотиту часто имеют причудливо изогнутую форму, отражая деформацию, которую претерпели листочки биотита до замещения.

В некоторых случаях причудливая и рогульчатая форма выделений кальцита указывает на замещение им пирокластических фрагментов. Помимо того и значительно чаще наблюдаются неправильные, пятнистой формы выделения кальцита, достигающие нескольких миллиметров в поперечнике и отчетливо замещающие кремнисто-туфогенную основную массу породы.

Другие разновидности рассматриваемых пород с интенсивной шоколадно-коричневой окраской отличаются от описанных выше образований тем, что в их составе существенную роль играют землистые гидроокислы железа. Они образуют с тонкими, пелитовой размерности, глинистыми продуктами тесную смесь, в которой отдельные частицы обычно не распознаются. В этой смеси лишь отдельные более крупные кварцевые зернышки обладают типичными формами, свойственными вулканокластам. Изредка наблюдаются единичные алевритовой размерности пепловые частицы, замещенные кремнистыми продуктами и реже хлоритом.

Вулканогенная природа рассматриваемых образований устанавливается по микроскопическому сходству их облика с более светлоокрашенными разновидностями, которые были описаны выше и пирокластическое происхождение которых установлено прямыми наблюдениями по наличию между этими породами постепенных переходов, прослеживающихся по простиранию отдельных пластов, а также на основании химических анализов, которые указывают на исключительное сходство состава туфов зеленой и шоколадно-коричневой окраски. Основное различие (табл. 11 и 12) заключается лишь в более высоком содержании железа (Fe_2O_3) в шоколадно-коричневых разновидностях, где оно составляет от 6,99 до 9,61%, в то время как в зеленых оно обычно колеблется от 2,79 до 4,40%. Кремневый модуль в сравниваемых породах почти одинаков и соответственно составляет 0,12 и 0,13.

Особую разновидность представляют туффиты шоколадно-коричневой и зеленой окраски, полностью изменившие свой изначальный облик в результате интенсивного вторичного преобразования. В этих породах основную массу составляет дисперсный и тонкочешуйчатый агрегат ориентированных глинистых частиц, в котором, наряду с преобладающими гидрослюдистыми минералами, в существенном количестве присутствуют низкоинтерферирующие минералы хлоритовой группы. Сквозь глинистую ткань иногда проступают контуры причудливой формы пелловых частиц, за счет замещения которых, по-видимому, и образовался глинистый агрегат. Изредка в этой глинистой массе отмечаются зерна микроагрегатного глауконита. Как и в других разновидностях, здесь присутствует примесь вулканокластических и обломочных зерен алевритовой размерности кварца и полевых шпатов, листочки терригенных слюд и хлорита. Не исключается вероятность наличия здесь, наряду с аутигенными глинистыми минералами, и терригенных глинистых продуктов, однако распознать эти различные по происхождению образования не представляется возможным. Крайне редко в основной глинистой массе констатируются каолинит-диккитовые кристаллы со структурой «столбика монет», возникающие за счет изменения биотита или хлорита, о чем свидетельствует слабый, остаточный, плеохроизм минерала.

Пятнистая окраска пород обусловлена неравномерным содержанием в исходных породах окислов железа, а также процессами хлоритизации; при последних железо переходило из окисных соединений в закисные и частично фиксировалось в минерале, а частично выносилось за пределы породы. Появление зеленых окрасок вдоль трещин отдельности, рассекающих породы, нередко ориентированных горизонтально и иногда сопровождающихся отложением кальцита, указывает на поздний, вторичный, несомненно эпигенетический этап развития этих процессов.

Полимиктовые туфогенные алевролиты и мелкозернистые песчаники, интенсивно кальцитизированные

Полимиктовые туфогенные алевролиты и мелкозернистые песчаники широко развиты в отложениях ярышевских слоев. Они наблюдаются в виде отдельных прослоев и линз мощностью от 10—20 до 40—50 см среди аргиллитов. В верхних частях разреза рассматриваемых слоев, стратиграфически выше пестроцветных аргиллитов (так называемого бронцкого горизонта), эти породы часто слагают компактные пачки мощностью до 10 м.

Внешний облик алевролитов довольно характерен. Это тонкообломочные, почти литоидного сложения породы, окрашенные в грязновато-зеленоватые тона, с желтоватым, иногда буроватым или коричневатым оттенками и неяснослоистой текстурой. Породам свойственна то грубая, то тонкая плитчатость. Крепость их средняя, излом тонкошероховатый, иногда почти землистый.

Породы сложены мелкообломочными зернами кварца, микроклина, плагиоклаза листочками слюд и хлорита. В значительном количестве (от 20 до 40%) присутствуют обломочные зерна хлорита с агрегатной или коллоидной структурой, являющиеся продуктом замещения вулканических стекол основного состава.

Акцессорные минералы представлены цирконом, темно-зеленым турмалином, монацитом, изредка эпидотом и титаномагнетитом.

Обломочный материал, как правило, хорошо отсортирован и гранулометрически довольно однороден. По крупности зерен среди рассматриваемых пород могут быть выделены следующие разновидности: мелкозернистые алевролиты с преобладанием зерен размером от 0,03 до 0,06 мм, крупнозернистые алевролиты, в которых доминирует фракция размерностью

от 0,05 до 0,12 мм и мелкозернистые песчаники с преобладанием зерен размером от 0,1 до 0,2 мм. Обломочные зерна кварца и полевых шпатов обычно обладают угловатой, остроугольной и осколчатой клиновидной формой. Реже отмечаются сглаженноугловатые и полуокатанные зерна. В некоторых разновидностях зерна кварца по своей клиновидно-заостренной форме, а иногда причудливой конфигурации напоминают вулканокластические обломки. Кварц водянoproзрачен, лишен включений, с нормальным, реже волнистым погасанием. Полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазом, реже микроклином, при этом содержание последнего повышается с увеличением размерности зерен. Листочки биотита обладают бурой или зеленой окраской и ярко интерферируют в характерных для этого минерала тонах. В заметном количестве попадают листочки хлорита с зеленой окраской и низким двупреломлением, возникшего за счет изменения биотита.

Существенным, а иногда доминирующим компонентом породы являются хлоритовые зерна. Форма их окатанная, угловатая, иногда неправильная, причудливого облика. Эти зерна окрашены в зеленый цвет различных оттенков и не плеохроируют. В скрещенных николях нередко бывает заметна их агрегатная структура и низкое двупреломление. Часто в подобных зернах различается колломорфная структура с концентрическим расположением волокон, характерным для хлоритовых агрегатов, выполняющих миндалины в эффузивных породах (табл. XIII, 5), или с причудливым петельчатым узором, возникающим в результате сочетания различно окрашенных хлоритовых агрегатов. Подобный структурный облик присущ вулканическим стеклам основного состава, замещенным хлоритом. Изредка встречаются обломочки хлоритизированных эффузивных пород с признаками микролитовой структуры, иногда содержащих миндалины хлорита (табл. XIII, 6). Таким образом, указанные зерна представляют обломочки интенсивно хлоритизированных вулканических пород. Роль цементирующего вещества местами играет пелитовая масса хлоритового состава, большей же частью зерна хлорита сопрягаются с обломочными зернами кварца и полевых шпатов путем прилегания одного к другому и выполнения промежутков между ними новообразованным хлоритовым веществом, которое зачастую энергично корродирует и замещает кварц и особенно полевые шпаты.

Из ранних аутигенных образований присутствует глауконит в овальных зернах с характерной микроагрегатной структурой. Заметно реже наблюдается вермикулитообразный пластинчатый глауконит, возникающий по биотиту. Широко развиты разнообразные титанистые минералы, землистые титанистые продукты, лейкоксен, рутил и анатаз, которые развиваются путем замещения зерен титаномagnetита, а частично за счет изменения биотита и хлорита. Менее широко развиты гематит и лимонит, образующие мелкие зернышки в хлорите.

Из поздних аутигенных образований широко развит кальцит, в некоторых разновидностях составляющий до 30—40% породы. Его выделения часто приобретают характер монокристаллического цемента, прорастающего породу и замещающего хлорит, листочки биотита, зерна полевых шпатов и реже кварца. Иногда перечисленные минералы замещаются кальцитом нацело или их реликты остаются в кальцитовых массах.

В некоторых разновидностях кальцит отсутствует. В таких породах зерна и листочки хлорита несколько аморфизуются, приобретают буроватую окраску и частично замещаются дисперсными глинистыми продуктами и гидроокислами железа, сливающимися в сплошную глинисто-хлоритовую массу. В последней иногда попадает диксит. Он замещает частично или нацело крупные пластинки биотита и хлорита, образуя псевдоморфозы, иногда же развивается по этим минералам в форме пакетообразных агрегатов.

Отмечаются разновидности, в которых обломочные зерна хлорита, хлоритизированных вулканических стекол и листочки хлорита резко доминируют над остальными компонентами, составляя около 80% породы. В этой частично аморфизованной и ожелезненной массе, сливающейся в сплошной агрегат, в котором отдельные обломочные зерна различимы с трудом, неравномерно рассеяны угловатые изометричные и резко удлиненные пластинчатые зерна кварца. Судя по форме, эти частицы вулканокластического происхождения. Среди этой массы присутствуют овальные стяжения кальцита, напоминающие микроконкреции, размером от 0,15 до 0,5 мм. Они сложены монокристаллическим кальцитом, замещающим кварц, полевые шпаты, листочки слюд и частично хлорит.

Мелкозернистые песчаники отличаются от описанных выше разновидностей не только структурой, но и составом. В них доминирует кварц, а полевые шпаты присутствуют в резко подчиненном количестве (не более 10%), при этом среди них преобладает плагиоклаз. Зерна хлорита и нацело хлоритизированных вулканических стекол, иногда ожелезненных или с неясными включениями микролитов, составляют около 25—35% породы. Обломки хлоритизированных вулканических стекол нередко преобразуются в колломорфные однородные образования зеленовато-буровой окраски с веерообразным погасанием и сферолитовой структурой и низкими интерференционными тонами. На стыках зерен нередко наблюдаются признаки конформного растворения. По отношению к обломочным зернам хлорита и хлоритизированным вулканическим стеклам кварц и полевые шпаты обнаруживают отчетливый идиокластоморфизм (Копелиович, 19606). Широко развиты явления регенерации зерен кварца, при этом иногда между обломочным зерном и аутигенной каемкой находятся примазки хлорита или хлоритоподобного глинистого вещества. Большей же частью контуры обломочных зерен не распознаются.

Наряду с хлоритом, замещающим зерна вулканического стекла, в породе присутствует также хлорит, возникающий по биотиту. Новообразованный хлорит часто замещает полевые шпаты вдоль трещин спайности. Наблюдается также интенсивная коррозия кварца и полевых шпатов хлоритом с возникновением фестончатых структур.

Из ранних аутигенных минералов отмечается глауконит, в овальных зернах с микроагрегатной структурой и в пластинчатых-спайных вермикулитоподобных образованиях, с плеохроизмом в зеленых тонах. Подобно алевролитам в песчаниках интенсивно проявляются процессы каолинизации. Каолинит и диккит образуют пакетобразные агрегаты, развивающиеся и замещающие хлорит как пластинчатый, так и возникший по вулканическому стеклу. Изредка эти минералы замещают плагиоклаз. Позднее образуется кальцит, замещающий зерна полевых шпатов, кварца и листочки слюд.

Как видно из приведенных данных, рассматриваемые породы резко отличаются по своему составу от других пород ярышевских слоев и расположенной ниже могилевской свиты присутствием существенного количества зерен хлоритизированных вулканических стекол или хлоритов, происшедших за счет разрушения миндалин. Некоторые осколки стекол еще сохранили свою изначальную изотропную природу и почти не реагируют на поляризованный свет. Другие близко напоминают сложные, переменного состава колломорфные продукты, возникающие в результате видоизменения вулканических стекол основного состава, — так называемые палагониты. Наконец, многие зерна представлены разнообразного облика ближе не определенными минералами хлоритовой группы.

Менее ясен вопрос, представляют ли хлоритовые зерна пирокластический туфогенный материал, или же продукты размыва и переотложения эффузивных либо эффузивно-осадочных пород. Хлоритовые зерна большей частью заметно окатаны. Хотя в ряде случаев они имеют угловатую и

неправильную форму, однако очертаний, свойственных типичным пирокластическим образованиям, не наблюдается. Напротив, по конфигурации, многие зерна кварца чрезвычайно напоминают вулканокластические образования. Надо полагать, что эти породы возникли, вероятно, в результате размыва и переотложения как кристаллических пород фундамента, так и туфогенных пород основного состава (вольтская серия).

Как показали химические анализы, рассматриваемые породы содержат повышенное количество P_2O_5 . Так, в одном образце (с. Миньковцы) содержание P_2O_5 в породе составляет 1,39%.

Песчаники с гидрослюдистым и хлоритово-гидрослюдистым цементом

Эти породы широко распространены в отложениях ярышевских слоев в виде линз и прослоев среди аргиллитов, а также слагают компактные пачки, в том числе и так называемый бернашевский горизонт.

По внешнему облику эти породы довольно характерны. Это преимущественно мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые песчаники с высоким содержанием глинистого цемента, окрашенные в грязный желтовато-зеленоватый цвет, косослоистые, заметно пористые, средней крепости, с не ровным шероховатым изломом.

Соотношения обломочных зерен и цементирующего вещества варьируют в широких пределах. Наблюдаются разновидности, в которых цементирующая масса находится в равных соотношениях с обломочными зернами или даже несколько преобладает. В других, более распространенных разновидностях, обломочные зерна преобладают, составляя до 75—80% породы.

Гранулометрически рассматриваемые породы разнотипны. Песчаники с высоким содержанием цементирующей массы обычно разнотипны. Размеры зерен в них колеблются от 0,1 до 1,5 мм, причем в одних микропрослоях доминирует более грубый, в других более тонкий материал. Некоторые разновидности характеризуются более высокой степенью сортировки и сравнительно однородным составом с преобладанием среднезернистой фракции (0,25—0,6 мм).

Степень окатанности обломочных зерен различная. Крупные зерна, как правило, хорошо окатаны, мелкие обладают угловатой и сглаженно-угловатой формой.

По минеральному составу песчаники относятся к типичным аркозам и не отличаются от описанных выше разновидностей. В составе обломочного материала преобладает кварц, полевые шпаты составляют около 25—35%, при этом среди них заметно доминирует микроклин. В нижних частях разреза ярышевских слоев встречаются разновидности, несколько обедненные полевыми шпатами (15—20%). Плаггиоклаз представлен кислыми разновидностями с полисинтетической двойниковой структурой. Содержание его обычно не превышает 10%. Биотит, изначально присутствовавший в значительном количестве, видоизменен и превращен в ряд вторичных минералов, образующих цемент породы. Местами попадаются единичные листочки мусковита.

Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, изредка встречается монацит. В некоторых разновидностях наблюдаются ортит, гранат, сфен и эпидот. Некоторые зерна плаггиоклаза прорастают кристалликами поизита.

Обломочные зерна погружены в базально цементирующую их дисперсно- и тонкочешуйчатую глинистую массу и лишь местами соприкасаются одно с другим, обнаруживая в точках контакта признаки растворения. В некоторых разновидностях интенсивно выражены коррозия и замещение обломочных зерен гидрослюдистой цементирующей массой с возникновением фестончатых структур, ориентированных нормально к слоистости

(табл. XIV, 6). В результате коррозии и растворения многие зерна приобретают уплощенный в направлении слоистости облик (табл. XIV, 1, 2).

Цементирующая масса состоит из листочков биотита, превращенных в тонко- и дисперсно-чешуйчатый агрегат гидробиотита, вермикулита и триоктаэдрических гидрослюд, при этом местами различается форма исходных пластинок слюды, местами же глинистое вещество представляет сравнительно однородную желтовато-зеленоватую коллоидную лишенную плеохроизма массу, двупреломляющую в желто-оранжевых тонах. Среди глинистого агрегата иногда попадаются пластинки биотита, сохранившие остаточный плеохроизм, по прочим же свойствам почти неотличимые от вмещающего глинистого вещества. Реже констатируются листочки слабо измененного биотита, между которыми наблюдается серия постепенных переходов к пластинкам, почти нацело преобразованным в тонкочешуйчатое глинистое вещество.

Гидрослюдистый состав цементирующей массы подтверждается конфигурацией термокривых (фиг. 11, 4, 5), обнаруживающих плавный эндотермический эффект в пределах $80-200^{\circ}\text{C}$, связанный с выделением воды. При 350°C возникает отчетливый экзотермический максимум, связанный с окислением железа, присутствующего в биотите.

Частичный химический анализ глинистой фракции ($< 0,001\text{ мм}$), выделенной из породы отмучиванием, показал содержание в ней $\text{Na}_2\text{O} - 0,50$, $\text{K}_2\text{O} - 5,39$ и $\text{FeO} - 0,50\%$. Высокое содержание K_2O однозначно указывает на гидрослюдистый состав доминирующего компонента глинистой массы.

Судя по данным рентгеноструктурного анализа, цементирующая масса песчаников (фракция $< 0,001\text{ мм}$) представлена вермикулитом и смешано-слоистыми образованиями, состоящими из вермикулита и триоктаэдрической гидрослюды. Кроме того, устанавливается наличие диоктаэдрической гидрослюды.

В ярышевских слоях среди песчаников с гидрослюдистым цементом нередко встречаются разновидности, в которых гидрослюдистый цемент частично преобразован в хлорит. В этих породах ярко интерферирующее гидрослюдистое вещество цемента сохраняется в форме каемок вокруг обломочных зерен или же тяготеет к ним. Во внутренних же частях пор глинистое вещество частично преобразуется; оно приобретает яблочно-зеленую окраску, низкое, иногда слегка аномальное двупреломление и переходит в хлорит с показателем преломления, значительно более высоким, чем у гидрослюды, за счет которой он возникает. Хлорит корродирует обломочный кварц, а иногда пронизывает последний в виде причудливых вростков (табл. XIV, 4). Появление в составе цементирующей массы хлорита в результате преобразования биотита, вермикулита и триоктаэдрических гидрослюд подтверждается рентгеноструктурными исследованиями отмученной тонкой фракции размером менее $0,001\text{ мм}$ (табл. 13).

Глинистое вещество часто корродирует кварц и полевые шпаты и нередко вдается в зерна в виде бухточек. Особенно интенсивно развивается замещение плагиоклаза и микроклина вдоль трещин спайности.

С преобразованием биотита и гидрослюд, слагавших изначально обломочный цемент, связано возникновение прекрасно ограниченных кристалликов, агрегатных скоплений и жеедок анатаза.

Преобразование биотита в вермикулит и триоктаэдрические гидрослюды, а этих минералов в хлоритовое вещество обычно сопровождается альбитизацией (деанортитизацией) обломочных зерен плагиоклаза. Зерна приобретают несколько повышенную интерференционную окраску ($0,009$), понижается их показатель преломления и становятся менее заметными полисинтетические альбитовые двойники. Обычно одна система двойников преобразуется в альбит интенсивнее второй (табл. XIV, 2).

Регенерации кварца и полевых шпатов в этих породах не наблюдается.

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений цементирующей массы песчаников
(фракция $< 0,001$ мм)

Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
---------------	------	---------------	------

Образец 2021

Сред. слаб.	13,7	Сильн. сред.	2,61
Сильн. шир.	11,1	Сред.	2,49
	9,6	Сред.	2,39
Сильн.	7,09	Сред.	2,31
Сильн. сред.	5,03	Сред.	2,26
Слаб.	4,81	Сред.	2,20
Сильн.	4,54	Сред.	2,15
Сильн.	4,29	Сред. сильн.	2,04
Оч. слаб.	3,85		1,998
Оч. слаб.	3,72	Слаб.	1,91
Оч. сильн.	3,39	Сред. сильн.	1,84
Сред.	3,33	Оч. сильн.	1,789
Сред.	3,23	Оч. слаб.	1,743
Слаб шир.	3,08	Слаб. сред.	1,713
	2,83	Разм. слаб. сред.	1,670
Оч. слаб.	2,71	Сред. сильн.	1,552
		Сильн.	1,515

Образец 50

Оч. сильн.	14,2	Сред. слаб.	2,46
Оч. сильн.	10,04	Сред. слаб.	2,35
Сред. слаб.	7,07	Сред. слаб.	2,11
Слаб.	6,41	Сред. слаб.	1,96
Слаб.	5,77	Оч. слаб.	1,81
Сред. слаб.	4,90	Слаб.	1,69
Сильн.	4,42	Разм. слаб.	1,62
Слаб.	4,12	Слаб.	1,53
Оч. слаб.	3,88	Сильн.	1,49
Слаб.	3,48	Оч. слаб.	1,45
Сред. сильн.	3,32	Оч. слаб.	1,37
Оч. слаб.	2,78	Оч. слаб.	1,33
Сильн.	2,55	Сред. сильн.	1,29
		Сред.	1,24

*Песчаники и гравелиты с хлоритово-гидрослюдистым
и каолинит-диккитовым цементом*

Эти породы представляют разновидность рассмотренных выше песчаников с хлоритово-гидрослюдистым цементом, подвергнушая дальнейшему преобразованию — каолинизации. По внешнему виду они отличаются более грубозернистым обликом и заметно иной окраской, часто приобретающей блеклые зеленоватые, белесые и реже мучнисто-белые оттенки.

Гранулометрически эти породы соответствуют крупно- и грубозернистым песчаникам, а иногда гравелитам, в составе которых, наряду с мелкими зернами, преобладает фракция размером от 0,8 до 1,2 мм. Обломочные зерна хорошо окатаны.

По исходному минеральному составу рассматриваемые песчаники идентичны песчаникам с хлористо-гидрослюдистым цементом. От последних они отличаются тем, что цементирующая обломочные зерна хлоритово-гидрослюдистая масса утратила либо частично, либо полностью присущую ей зеленоватую и буроватую окраску, обесцветилась и, приобретая низкие интерференционные тона, перешла в тонкочешуйчатый и пакетобразный агрегат каолинита и диккита. Этот процесс местами проявляется слабо, захватывая лишь часть гидрослюдистого и хлоритового вещества, местами же интенсивно, нацело замещая целые участки цементирующей массы. Как показали наблюдения, полнота замещения слюдяного вещества каолинитовыми минералами возрастает по мере увеличения грубости пород.

Обломочные слюдяные породы (микалиты), песчаники и гравелиты с базальным слюдяным цементом, хлоритизированные и каолинизированные

Рассматриваемые породы в общих своих чертах сходны с микалитами ломозовских слоев, от которых они отличаются более интенсивной эпигенетической преобразованностью.

Обломочные слюдяные породы образуют прослои среди песчаников с гидрослюдистым и хлоритово-гидрослюдистым цементом и тесно связаны с ними постепенными переходами. Мощность описываемых прослоев обычно невелика и колеблется от 20 до 60 см.

По внешнему виду эти породы весьма своеобразны. Они имеют песчаниковидный зернистый облик, но на ощупь ближе напоминают глину. Окраска их яблочно-зеленая, местами желтовато-зеленоватая, нередко с синеватыми оттенками, сложение неяснослоистое, излом шероховатый. При смешении с водой они образуют тощую пластичную массу.

Породы состоят преимущественно (80—90%) из мелких и крупных (от 0,07 до 0,4 мм) изометричных гидратизированных и вермикулитизированных пластинок биотита и некоторой примеси (10—20%) обломочных зерен (от 0,03 до 0,15 мм) кварца и изредка полевых шпатов. Слюдяная масса, составляющая основной компонент породы, интенсивно изменена и замещена каолинитовыми минералами (табл. XIV, 5, XV, 1—3).

Гидратизированные пластинки биотита плеохроируют от бледно-желтоватого (по *Np*) до ярко-зеленого (по *Ng*) цвета и обладают яркой, свойственной биотиту интерференционной окраской. Биотит, гидратизируясь, разбухает, приобретая типичные гармошковидные и вермикулитообразные формы (табл. XIV, 5; XV, 1), при этом интенсивность плеохроизма иногда несколько слабеет (по *Np* — бесцветный, по *Ng* — зеленовато-желтый) и интерференционная его окраска в этом случае понижается до желтовато-оранжевой. Гидратизация биотита сопровождается его переходом в вермикулит и тонкочешуйчатые триоктаэдрические гидрослюды. В небольшом количестве (несколько процентов) присутствуют пластинки мусковита, не гидратизированного, с несколько пониженной интерференционной окраской.

Обломочные зерна кварца и полевых шпатов, погруженные в слюдяную массу, отличаются резко угловатой формой и интенсивно корродируются вмещающим их гидрослюдистым веществом. Более энергично, нежели кварц, корродируются полевые шпаты, а среди них — редкие зерна плагиоклаза. Коррозия имеет отчетливо ориентированный характер, в результате чего зерна приобретают пластинчатый, уплощенный в направлении слоистости, облик (табл. XIV, 3).

Прилегающая к зернам цементирующая слюдяная масса замещается низкointерферирующим хлоритом. Последний нередко корродирует кварц и развивается по трещинам спайности полевых шпатов.

Гидратизированный биотит, вермикулит, триоктаэдрические гидрослю-

ды и хлорит замещаются каолинитом и диккитом. Эти минералы обесцвечиваются, утрачивают изначально присущую им пластинчатую форму, и, преобразуясь в агрегат мельчайших пакетиков каолинитовых минералов, как бы растворяются в общей массе этого агрегата. Сохраняются лишь отдельные волоконца пластинок, образующие реликтовую сеточку. Каоилинизация слюдястых минералов сопровождается выделением бурых гидрокислов железа.

Разновидности микалитов, обогащенные зернами кварца и полевых шпатов, по простираанию и в разрезе часто постепенно сменяются песчаниками и гравелитами с обильным обломочным слюдяным цементом базального типа. Содержание обломочных зерен в этих породах обычно не превышает 60 %, а цементирующая масса, состоящая из крупных (0,1—0,8 мм) и мелких листочков биотита, с некоторой примесью алевритовых зернышек кварца и полевых шпатов, составляет около 40 % породы (табл. XVI, 1). Характер преобразования слюд в этих песчаниках аналогичен таковому в микалитах. Слюды преобразуются в гидрослюды, вермикулит и хлорит. В некоторых разновидностях песчаников можно заметить распад крупных и мелких пластинок биотита в тонкочешуйчатый агрегат гидрослюдистых минералов с интерференционной окраской в желтовато-оранжевых тонах и желтовато-зеленоватой и бледно-зеленоватой окраской. Мелкие чешуйки часто сохраняют одинаковую ориентировку и в проходящем свете такие агрегаты интерферируют как монокристалл. Контуры этих агрегатов соответствуют контурам листочков биотита, за счет которого они возникли. Гидрослюды местами частично хлоритизированы. Хлоритизированные чешуйки, в отличие от гидрослюдистых, характеризуются низкой интерференционной окраской.

Из более ранних новообразований в песчаниках широко развит аутигенный ярко-зеленый глауконит, присутствующий в виде прожилковых выделений в кварце и вдоль трещин спайности в полевых шпатах. Значительно более редки зерна глауконита овальной формы с трещинами синерезиса и с характерной микроагрегатной структурой. Глауконит иногда частично замещается гидрослюдами. Цементирующая масса корродирует обломочные зерна без признаков замещения и вдавливается в последние в виде заливов. Явления регенерации в этих породах отсутствуют. Интенсивно выражена каоилинизация гидратизированного биотита. Каолинит и диккит часто развиваются вдоль пинакоидальной спайности, замещая пластинки (табл. XVI, 3, 5). Реже эти минералы замещают зерна плагиоклаза.

Песчаники с глауконитом, регенерационным кварцевым, диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом

Песчаники, относящиеся к рассматриваемому типу, широко распространены в отложениях ярышевских слоев. Они образуют прослой среди аргиллитов, иногда же, сочетаясь с другими разновидностями песчаников, слагают пачки мощностью до 5 м. Внешний облик этих пород довольно изменчив в зависимости от гранулометрической характеристики исходных осадков и от интенсивности проявления тех или иных постседиментационных преобразований.

Мелко- и среднезернистые песчаники с преимущественно кварцевым цементом представляют зеленовато-серые и желтовато-зеленоватые плитчатые образования либо с массивной, либо со слоистой текстурой, иногда приобретающие сливной, кварцитовидный облик. Разновидности, в которых процессы каоилизации и кальцитизации проявились достаточно интенсивно, отличаются грязновато-серой окраской, невысокой крепостью и заметной пористостью.

Обломочные зерна составляют около 60—70 % породы. Они представлены преимущественно кварцем. Полевые шпаты присутствуют в пере-

менном количестве. Мелко- и среднезернистые разновидности обычно приближаются к аркозам и содержат около 25—30% полевых шпатов (микроклин и кислый плагиоклаз в близких количественных соотношениях). Крупно- и грубозернистые песчаники по составу, как правило, олигомиктовые и содержат от 5 до 15% полевых шпатов, главным образом микроклин и значительно реже плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены редкими зернами циркона, турмалина, граната, иногда сфена.

От рассмотренных выше разновидностей описываемые породы отличаются незначительным или небольшим содержанием биотита как в виде крупных листочков, так и в форме тонкочешуйчатых агрегатных скоплений и продуктов их преобразования. Даже в наиболее обогащенных слюдистых минералами разновидностях содержание слюд не превышает 15%.

Характерной особенностью этих песчаников является присутствие в них уже заметного количества глауконита. Он выполняет тонкие трещины в зернах кварца, выделяется вдоль контакта отдельных индивидов в зернах с бластической структурой, замещая при этом кварц. Еще чаще глауконит развивается вдоль трещин спайности микроклина или образует неправильной формы скопления, приуроченные к его периферическим частям. Изредка в отдельных разновидностях глауконит наблюдается в форме редких округлых или овальных зерен, иногда с трещинами синерезиса.

Глауконит обладает яркой зеленой окраской. Большей части его выделений свойственна микроагрегатная структура, реже они обладают пластинчато-спайным обликом и в этом случае обнаруживают легкий плеохроизм и яркую интерференционную окраску. Измерения показателей преломления пластинчатого глауконита в иммерсионных жидкостях показали: $Np' = 1,598 \pm 0,002$; $Ng' = 1,620 \pm 0,002$; $Ng' - Np' = 0,022$.

С глауконитом часто ассоциирует пирит в форме редкой вкрапленности, группирующейся в тонкие цепочки, изредка выделения бурого фосфатного вещества.

Как и в описанных выше разновидностях, биотит гидратизирован и преобразован в тонкочешуйчатые триоктаэдрические гидрослюды и вермикулит, которые, в свою очередь, замещаются низкоинтерферирующими хлоритовыми продуктами. Гидрослюдисто-хлоритовое вещество местами выполняет поровые промежутки, чаще же образует тонкие оболочки, облекающие обломочные зерна и нередко корродирующие и проникающие глубоко в зерна полевых шпатов по трещинам спайности. Гидрослюды и хлорит нередко развиваются по глаукониту, иногда нацело замещая его. С развитием процессов хлоритизации связана наблюдаемая иногда, деанортитизация одной системы двойников плагиоклаза, сопровождающаяся выделением цеолитов (табл. XVI, 2; XVII, 4).

В песчаниках аркозового состава широко развиты новообразования микроклина. Аутигенный микроклин регенерирует обломочные зерна, придавая им правильные кристаллографические очертания, или образуя «языки пламени». Как и в отложениях могилевской свиты, новообразованный микроклин обладает пониженным двупреломлением, малым углом оптических осей и отличной от обломочного зерна ориентировкой оптической индикатрисы. Иногда между обломочным контуром и новообразованной оболочкой сохраняется прерывистая каемка гидрослюды или хлорита. В олигомиктовых песчаниках регенерация микроклина отсутствует или же наблюдается исключительно редко.

Аутигенный кварц образует регенерационные оболочки, нарастающие на обломочное зерно и включающие в себя гидрослюдистые и хлоритовые каемки, или же выполняет поры, нарастая на хлорит и гидрослюду в виде монокристаллов или мозаичных агрегатов (табл. XVI, 6). Гидратизированные пластинки биотита иногда врастают в каемки аутигенного кварца, их взаимоотношения указывают на то, что гидратизация биотита предшествовала во времени выделению аутигенного кварца (табл. XVI, 4).

В разновидностях, изначально бедных биотитом и гидрослюдистыми минералами, процесс регенерации зерен кварца развит весьма широко. В результате обломочные зерна срастаются в сплошные псевдогранобластические агрегаты (табл. XVII, 3), включая в себя отдельные гидратизированные пластинки биотита и неправильной формы скопления глинистого вещества, по-видимому, реликты глинистого цемента. Такие породы преобразуются в песчаники с регенерационным кварцевым цементом (табл. XVII, 6; XVII, 2; XVIII, 4).

Сравнительно слабое развитие структур растворения в рассматриваемых песчаниках и интенсивное проявление регенерационного разрастания кварцевых зерен свидетельствуют о том, что процессы преобразования пород протекали с привнесом кремнекислоты извне. Большинство разновидностей пород рассматриваемого типа характеризуется тем, что в них, наряду с регенерационным кварцевым цементом, то в небольшом, то в существенном

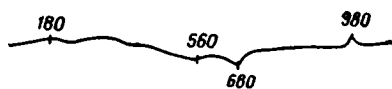
количестве присутствуют каолинит и диккит. Эти минералы интенсивно замещают биотит и продукты его изменения — триоктаэдрические гидрослюды, вермикулит и хлорит, развиваясь преимущественно по плоскостям спайности (001). Некоторые пластинки замещаются этими минералами нацело. Сохраняются лишь отдельные волокна, очерчивающие форму былой пластинки, которая как бы растворяется в диккит-каолинитовой массе (табл. XVII, 5). Иногда в диккит-каолинитовом агрегате различаются реликты глауконита.

Диккит и сопутствующий ему каолинит энергично корродируют и замещают с периферии зерна кварца, главным образом регенерационные его каемки (табл. XVII, 1). Иногда эти минералы проникают вдоль поверхности нарастания аутигенного кварца на обломочное зерно, замещая регенерационный и обломочный кварц изнутри этого образования.

Каолинит и диккит замещают также полевые шпаты, интенсивно корродируя их с краев и по трещинам спайности (табл. XVII, 4). Особенно интенсивно замещается плагиоклаз до образования полных псевдоморфоз, при этом иногда сохраняется с периферии обломочного зерна узкий незамещенный ободок (табл. XVIII, 2). Диккитизации и каолинизации подвергаются также частично глинистое вещество и зерна глауконита.

Природа минералов каолинитовой группы устанавливается термоанализом фракции размером 0,01—0,001 мм. На термодиаграмме (фиг. 12) отчетливо фиксируются два эндотермических эффекта: первый при температуре 560° С, соответствующий каолиниту, второй, более интенсивный, при температуре 680° С, отвечающий диккиту. Оба эти минерала по всей вероятности, не составляют простой механической смеси, а образуют смешанно-слоистые сростки.

Помимо каолинита и диккита, в составе цементирующей массы присутствуют удлиненные пластинки слюдоподобного минерала. Эти пластинки обнаруживаются при электронномикроскопическом изучении фракции < 0,001 мм. Важно отметить, что каолинит или диккит в составе этой фракции либо вовсе отсутствуют, либо отмечаются изредка и в незначительном количестве. Невысокое содержание щелочей (Na_2O — 0,62 и K_2O — 2,70%) во фракции размером менее 0,001 мм явно указывает, что, кроме некоторого количества гидрослюд, в ней несомненно присутствуют минералы, не содержащие щелочей. Поскольку каолинитовые минералы в этой фракции по электронномикроскопическим данным присутствуют лишь в незначительном количестве, а доминирующий минерал имеет слюдоподобный облик, можно заключить, что мы имеем дело со слюдоподобным минералом,



Фиг. 12. Термодиаграмма фракции < 0,01 мм цементирующей массы песчаников с глауконитом, регенерационно-кварцевым, диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом Джуржевские слои

не содержащим в своем составе щелочей. Таким минералом является пиррофиллит.

О возможном присутствии пиррофиллита свидетельствуют также результаты рентгеноструктурных исследований, проводившиеся Т. В. Долматовой (табл. 14).

Т а б л и ц а 14

Межплоскостные расстояния и интенсивность рефлексов цементирующей массы песчаников
(фракция $<0,001$ мм, обр. 4БП)

Природный образец		Природный ориентированный образец	
Интенсивность	$d, \text{\AA}$	Интенсивность	$d, \text{\AA}$
		Слаб	13,02
		СлСб.	10,04
		Оч. слаб.	7,9
		Сред.	7,12
		Сред. разм.	4,90
		Сред.	4,50
		Сильн.	4,25
Сильн.	4,50		
Сильн.	4,25		
Сред.	4,09		
Сред. слаб.	3,89		
Сред. слаб.	3,69		
Сред. слаб.	3,52	Сред. слаб.	3,59
		Слаб.	3,49
Оч. сильн.	3,40	Оч. сильн.	3,34
Слаб.	3,24	Сред. слаб.	3,22
Слаб.	3,07	Сред. слаб.	3,07
Слаб.	2,90	Сред. слаб.	2,92
Слаб.	2,78	Оч. слаб.	2,73
Слаб.	2,65		
Сред.	2,62	Слаб.	2,57
Сильн.	2,46	Сильн.	2,47
		Сред. сильн.	2,39
		Слаб.	2,35
Сильн.	2,28	Сред. сильн.	2,28
Сильн. сред.	2,23	Сред. сильн.	2,24
Сильн.	2,12	Сильн.	2,13
Сильн.	1,97	Сильн.	1,99
Сильн.	1,84	Сильн.	1,82
		Оч. слаб.	1,79
Сильн.	1,66	Слаб.	1,67
		Слаб.	1,58
Сильн.	1,535	Сильн.	1,54
Сред. сильн.	1,49	Сред.	1,50

На рентгенограмме образца, снятого в виде природного столбика, преобладают линии кварца в тонкодисперсной форме. После ориентировки образца появляются слабые размытые линии хлорита ($d_{(001)} = 13,02 \text{ \AA}$; гидрослюда $d_{(001)} = 10 \text{ \AA}$; $d_{(002)} = 0,490 \text{ \AA}$) и, вероятно, пиррофиллита ($d_{(001)} = 7,9 \text{ \AA}$). Кроме того, отмечаются еще базальные рефлексы с $d_{(001)} = 7 \text{ \AA}$; $d_{(002)} = 3,59 \text{ \AA}$, которые принадлежат, скорее всего, каолиниту. Как указывает Т. В. Долматова, незначительное количество глинистых минералов и несовершенство их структуры (слабые базальные реф-

лексы первого и второго порядков и отсутствие общих линий (hkl) свидетельствуют о слабой упорядоченности в наложении слоев, при полном несовершенстве внутренней структуры слюд. Такая структура не может возникнуть в результате изначально несовершенной кристаллизации, а является следствием позднейшей переработки и преобразования других минералов. Наличие четких линий тонкодисперсного кварца и лишь реликтов базальных рефлексов хлорита и слюды дает основание предполагать замещение хлорита и слюд кварцем и сохранение слоистой их структуры. Совокупность результатов исследований всеми методами (электронная микроскопия, частичные химические анализы, термоанализ и рентген) позволяет довольно уверенно считать, что наряду с гидрослюдами, в породе присутствует пиррофиллитовый минерал.

В состав ярышевских слоев входят разновидности песчаников, в которых, помимо диккита с каолинитом, широко развит кальцитовый цемент. Кальцит образует крупнокристаллические (несколько миллиметров в поперечнике) выделения с полисинтетическими трансляционными двойниками, выполняющие промежутки между обломочными зернами. Кальцит замещает частично, а иногда и нацело обломочные зерна микроклина (табл. XVII, 6), реже корродирует зерна кварца и аутигенные кварцевые каемки. Коррозия и растворение аутигенного кварца кальцитом нередко протекают закономерно по отношению к кристаллографическим элементам и приводит к возникновению четко ограниченных форм. Кальцит нередко замещает гидратизированный биотит, а также каолиновые минералы. Местами он образует типичные псевдоморфозы по диккиту, при этом пакетобразная структура последнего сохраняется в кальците (табл. XVIII, 5).

Диксит и каолинит остаются лишь в отдельных участках в виде реликтов среди кальцитовой массы или в небольших по размерам интерстициях между зернами кварца. Кальцит по составу марганцовистый и обладает высоким светопреломлением ($N_D = 1,678$).

ДЖУРЖЕВСКИЕ СЛОИ

Джуржевские слои сложены почти исключительно обломочными породами: песчаниками, обломочными слюдяными породами (микалитами), реже алевропесчаниками и алевролитами. Глинистые отложения отсутствуют или встречаются изредка как исключение. Среди песчаников преобладают грубозернистые разновидности, иногда встречаются конгломератовидные породы.

Эти отложения накапливались в условиях неглубокого морского бассейна. Об этом свидетельствует присутствие в них аутигенного глауконита, перемытых и инситных фосфатных стяжений, а также наличие разновидностей, содержащих сингенетичный кальцит с остатками водорослей или фораминифер. Не противоречит этому текстурный облик песчаников, свойственный прибрежно-морским отложениям с разнонаправленной клиновидной косою слоистостью.

По составу обломочного материала породы рассматриваемого горизонта то полностью идентичны отложениям могилевской свиты, то заметно отличаются меньшим содержанием полевых шпатов и, соответственно, почти олигомиктовым составом. Особенно характерным является присутствие разновидностей, почти не содержащих микроклина. Эти различные по изначально минеральному составу породы иногда территориально разобщены, иногда же встречаются совместно, будучи связаны между собой постепенным переходом. Таким образом, в джуржевское время, наряду с разрушением пород, поставлявших материал для формирования отложений могилевской свиты, размывались также и иные породы, в которых микроклин находился в незначительном количестве. Возможно, что в это время

в области размыва несколько изменился состав материнских пород. Песчаники джуржевских слоев, как и породы расположенных ниже частей разреза, интенсивно преобразованы. В зависимости от исходного состава осадков и интенсивности проявления эпигенетических процессов того или иного типа возникают многочисленные, заметно отличающиеся между собой разновидности. Как и в ярышевских слоях, намечаются две линии изменения пород.

Песчаники, богатые биотитом, последовательно преобразуются в породы с гидрослюдистым, гидрослюдисто-хлоритовым и хлоритовым цементом, дальнейшее изменение которых приводит к образованию песчаников с каолинит-диккитовым и каолинит-диккито-кальцитовым цементом.

В породах, изначально бедных биотитом, помимо того, широкое развитие приобретает регенерационный кварцевый цемент. В зависимости от интенсивности проявления последующих процессов изменения, выделяются разновидности с преобладанием то кварцевого, то каолинит-диккитового цемента. Те и другие разновидности преобразуются в песчаники с кальцитовым цементом. Своеобразной разновидностью являются глауконит- и фосфоритсодержащие песчаники с кальцитовым цементом.

Поскольку многие разновидности песчаников идентичны таковым из ярышевских слоев, они здесь не рассматриваются. Ниже приводится описание лишь наиболее типичных пород джуржевских слоев.

Песчаники с хлоритовым цементом

Песчаники с хлоритовым цементом наблюдаются в форме маломощных (5—15 см) линзовидных прослоев среди песчаников с каолинит-диккитовым цементом. Они представляют по существу реликтовые образования, роль которых в строении джуржевских слоев ограничена.

Песчаники мелко- и среднезернистые, микрослоистые, с зеленовато-темно-серой, грязной желтовато-зеленой и темно-зеленой окраской. Микрослоистость с параллельным и косым расположением слойчатости обусловлена неравномерными соотношениями в разных слоечках светлоокрашенных обломочных зерен и темно-зеленого цементирующего вещества.

По минеральному составу песчаники неоднородны. Среди них имеются чисто кварцевые разновидности, содержащие полевые шпаты в виде примеси (около 5%), а также полевошпатово-кварцевые породы, в составе которых количество полевых шпатов нередко достигает 10—20%. В кварцевых разновидностях полевые шпаты представлены преимущественно плагиоклазом, в олигомиктовых доминируют микроклин и микроклин-пертит и лишь в подчиненном количестве присутствует полисинтетически сдвойникованный кислый плагиоклаз. Отмечаются, однако, разновидности, в которых микроклин и плагиоклаз находятся в разных соотношениях. В незначительном, а иногда заметном (около 5%) количестве констатируются листочки биотита, обычно хлоритизированного, изредка мусковита. Акцессорные минералы (циркон, турмалин, монацит и изредка магнетит) редки.

Цементирующую массу образует хлорит или хлоритоподобное вещество, в котором иногда улавливаются реликты листочков и чешуек хлоритизированного биотита. Содержание цементирующего вещества варьирует от 20 до 45%, а тип цемента видоизменяется от порового до базального.

Обломочные зерна то разрознены, то сгруппированы и приведены в соприкосновение одно с другим. В местах соприкосновения зерен наблюдается развитие структур растворения конформного, инкорпорационного и микростилолитового типов, с возникновением в сечениях шлифа пилообразных швов с пирамидально заостренными и, реже, призматическими шипами (табл. XVIII, 1, 3; XXVII, 6). Размер шипов колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,05 и изредка достигает 0,1 мм. Стилолитовые шипы

большей частью ориентированы нормально к слоистости, однако в ряде случаев они отклоняются от этого направления на значительную величину (до 45°). Вдоль стилолитовой поверхности всегда сохраняется пленочка — прокладка из хлоритового вещества. Помимо того, наблюдается развитие структур растворения фестончатого типа. Хлоритовое вещество внедряется в зерна кварца в виде фестонов, своей выпуклостью обращенных внутрь зерна. Направление фестонов большей частью совпадает с направлением гравитационного вектора. Развитие структур растворения под давлением нередко приводит к возникновению кварцевых реликтов причудливой формы.

Полевые шпаты обычно интенсивно корродированы хлоритом с краев и по трещинам спайности, иногда до состояния реликтов. Заметно реже зерна плагиоклаза альбитизированы. Альбитизация сопровождается развитием мелких волокнистых и пластинчатых кристалликов низкопреломляющих цеолитов, прорастающих хлоритовую массу цемента (табл. XX, 3). Среди них наиболее обычен цеолит из группы морденита — гейландита. Наряду с хлоритизацией и цеолитизацией, часто наблюдается замещение полевых шпатов, преимущественно плагиоклаза, диккитом с примесью каолинита. Диккит развивается изнутри зерна к его периферии. Нередко исходное зерно сохраняется в форме подковообразной каймы или скорлупы, внутренняя же часть его выполнена каолинитовыми минералами. Наряду со свежими зернами, без каких-либо признаков изменения, часто встречаются зерна, нацело замещенные диккитом, представлявшие ранее, судя по форме, полевые шпаты. Иногда в них сохраняется хлорит, образующий сеть, воспроизводящую трещины спайности полевого шпата. В каолинит-диккитовом агрегате изредка наблюдаются цементирующие каолинит выделения аутигенного кварца, не выходящие за пределы зерна. Зерна, частично подвергшиеся диккитизации, наблюдаются сравнительно редко.

Нацело диккитизированные зерна сильно уплощенной формы иногда сопрягаются с зернами кварца по иззубренным поверхностям, напоминающим микростилолитовые швы. Судя по этим формам, диккитизация полевых шпатов протекала после развития микростилолитовых структур. Диккит и каолинит наблюдаются также в форме агрегатов, цементирующих обломочные зерна. По контакту этих агрегатов с обломочными зернами большей частью сохраняется хлоритовая кайма. Там, где последняя отсутствует, диккит энергично корродирует не только полевые шпаты, но и обломочный кварц, иногда до состояния реликтов. Взаимоотношения хлорита и каолинитовых минералов в указанных агрегатах и наличие постепенных переходов хлорита в диккит указывают на возникновение последнего путем замещения хлорита. В пластинчатый каолинит переходят иногда и крупные листочки хлоритизированного биотита.

Пластинки мусковита, попадающиеся в песчаниках, не обнаруживают признаков каких-либо изменений. При широком развитии явлений растворения характерно также почти полное отсутствие регенерационных структур.

Встречаются в этих породах и редкие обломочные зерна полевого шпата, замещенные по трещинам кальцитом. Замещение кальцитом зерен микроклина иногда сопровождается развитием прекрасно ограненных кристаллов кварца. В редких зернах плагиоклаза, не замещенных каолинитовыми минералами и кальцитом, иногда заметны проявления механической деформации.

Хлоритовое вещество, цементирующее обломочные зерна, по своему облику неоднородно. В одних участках оно коллоидно, бесструктурно, окрашено в зеленовато-буроватые тона и почти не реагирует на поляризованный свет, а в других — заметно раскристаллизовано и поляризует в серых тонах. Там, где хлоритовое вещество зажато между обломочными

зернами, оно раскристаллизовано заметно лучше. В нем появляются контуры отдельных кристалликов со спайностью по (001), плеохроизм в зеленых тонах и заметное двупреломление (около 0,008). Средний показатель преломления хлорита изменчив и варьирует от 1,620 до 1,625.

В хлоритовой массе иногда различаются листочки хлоритизированного биотита и реликтовые скопления тонкочешуйчатых триоктаэдрических гидрослюд, то полностью, то частично утративших свои характерные свойства и лишь изредка обнаруживающих яркую интерференционную окраску. Хлоритизация биотита и гидрослюд изредка сопровождается появлением прекрасно ограненных кристалликов анатаза. Последние иногда группируются в мелкие жеоиды. Хлоритовая масса участками просветляется и распадается на отдельные гранулы, которые местами приобретают пакетобразный или вермикулитовый облик и постепенно переходят в каолинит-диккит. Таким образом, диккитизация развивается не только по полевым шпатам, но и по хлоритовому цементу.

Как видно из приведенных данных, хлоритовый, а также частично каолинит-диккитовый цементы в рассмотренных разновидностях возникли в результате стадийного преобразования обломочного биотита, содержание которого в породе было весьма значительно. Как и в других разновидностях, богатых биотитом, при интенсивном проявлении структур растворения регенерация зерен отсутствует или развита весьма ограниченно. В зоне гипергенеза хлорит замещается лимонитом.

*Песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым,
регенерационно-кварцевым и каолинит-диккитовым цементом*

Диккитизированные и каолинизированные аркозовые песчаники развиты широко и являются доминирующей разновидностью в разрезе джуржевских слоев.

По внешнему виду эти породы представляют собой то грубо-, то среднезернистые неяснослоистые образования, окрашенные в серый цвет с грязновато-зеленоватым оттенком. Многочисленные мелкие выделения мучнисто-белых каолинитовых минералов и черных окислов марганца придают окраске контрастно-крапчатый облик. Зеленоватые оттенки возникают из-за присутствия реликтов гидрослюдистых и хлоритовых минералов. Широкое развитие явлений регенерации кварцевых зерен обуславливает сверкающий излом. В песчаниках нередко отмечаются челевидные пустотки, инкрустированные мелкими друзовидными агрегатами короткостолбчатого кварца, которые обычно покрыты скоплениями марганцевых окислов. Песчаники отличаются невысокой крепостью и значительной пористостью.

Описываемые породы глубоко преобразованы. Исходный минеральный состав и первичный структурный облик их распознаются с трудом, из-за развития многочисленных новообразований и возникновения новых структурных взаимоотношений между породообразующими компонентами.

В состав песчаников входят зерна кварца (50—70%), полевых шпатов (10—25%) и редкие листочки слюд. В некоторых разновидностях обломочные зерна представлены почти исключительно кварцем с незначительной примесью плагиоклаза. Аксессуары представлены цирконом, турмалином, монацитом и лейкоксеном; изредка встречается эпидот. Заметное количество (10—15%) составляет хлорит (с примесью гидрослюд), выделения которого слагали цемент породы на более ранней стадии ее развития.

Гранулометрически песчаники неоднородны. Размер обломочных зерен варьирует от 0,2 до 1,2 мм, при этом в одних разновидностях преобладает фракция 0,3—0,5 мм, в других 0,5—0,8 мм. Форма зерен довольно изменчива — преимущественно уплощенная, овальная, реже изометричная. В некоторых прослоях преобладают изометричные зерна. Грубо- и средне-

зернистый материал заметно и хорошо окатан. Мелкие зерна обладают, как правило, угловатыми и сглаженно-угловатыми очертаниями. Несмотря на разнотернистый в целом состав обломочного материала, последний обнаруживает признаки заметной отсортированности: гравийные и грубопесчаные зерна обычно строго приурочены к определенным поверхностям наложения. Отмечается также сходная ориентировка длинных осей зерен, что обуславливает слоистую текстуру пород.

Зерна кварца по обломочной своей поверхности оконтурены каемками гидрослюдисто-хлоритовых продуктов, которые их корродируют. В ряде участков зерна кварца и полевых шпатов плотно прилегают одно к другому, при этом наблюдается их взаимное растворение с возникновением конформных и микростилолитовых структур. Гидрослюды и местами хлорит в процессе конформного растворения корродируют кварц, образуя характерные фестоны, обращенные своей выпуклостью в сторону замещаемого зерна.

Наряду с конформным растворением, широко развиты явления регенерации кварцевых зерен. Новообразованные кварцевые каемки обладают оптической ориентировкой обломочного зерна и до мельчайших деталей повторяют его структуру, при этом структурные дефекты, свойственные обломочному зерну, обычно продолжают и в регенерационной кайме (табл. XX, 2). Контуры обломочных зерен очерчиваются дисперсными пузырьками жидкости, осевшими на их поверхности, а иногда тончайшими чешуйками и пленочками буровато-зеленоватых глинистых минералов типа гидрослюды и, реже, хлорита с низкой интерференционной окраской. Глинистые чешуйки образуют местами прерывистые каемки и пленочки толщиной 0,01 мм и обрастают регенерационным кварцем.

Небезынтересно отметить полное отсутствие каолинитовых минералов на поверхности раздела обломочного зерна и аутигенного кварца каемки. Это свидетельствует о том, что к началу кристаллизации регенерационного кварца каолинита в цементе, по-видимому, не было.

Ширина регенерационных кварцевых каемок колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,15 мм, большей частью составляет около 0,05 мм. Обычно наибольших размеров каемки достигают вдоль оси *C* обломочного зерна. Внешний контур каймы иногда геометрически правилен вследствие развития кристаллографических граней, иногда причудлив. Обычно растущие кристаллы сопрягаются в агрегаты с прямолинейными контурами. Нередко одни аутигенные кварцевые каемки обнаруживают отчетливый идиоморфизм по отношению к другим. С развитием регенерационных структур генетически связаны явления залечивания микротрещин в обломочном кварце с образованием линейно расположенных включений мельчайших пузырьков жидкости и газа.

Регенерационный кварц, разрастаясь вокруг обломочных зерен, нередко замещает прилегающие зерна плагиоклазов, от которых остаются лишь реликты. Поскольку в таких зернах отчетливо видны проявления альбитизации и цеолитизации, которые детально описываются ниже, несомненно, что регенерация кварца развивалась позднее этих процессов (табл. XX, 5). Количество аутигенного кварца значительно и составляет около 25—35% от обломочного.

Явления регенерации кварца местами выражены исключительно интенсивно. Отдельные каемки, разрастаясь, сливаются в сплошные агрегаты кварцитовидного облика, при этом обломочные зерна большей частью разобщены между собой по всему контуру новообразованным кварцем. В таких участках гидрослюдисто-хлоритовый цемент либо вовсе отсутствует, либо сохраняется в виде прерывистых оболочек вокруг обломочных зерен или бесформенных выделений в редких порах. Поскольку в таких участках конформное растворение отсутствует или выражено чрезвычайно слабо, следует полагать, что источником регенерационного кварца служил

тонкообломочный материал, присутствовавший вместе с обломочным биотитом в составе цементирующей массы. Помимо того, несомненно, что кремнекислота привносилась в породы из смежных пластов, в том числе песчаников, богатых биотитом, в которых процессы растворения выражены исключительно интенсивно, а явлений регенерации либо совсем нет, либо они незначительны.

Полевые шпаты присутствуют в песчаниках в переменном количестве. В одних разновидностях содержание их исчезающе мало, в других не превышает 10%, в некоторых же породах оно более значительно и составляет около 20—25%. Как указывалось, полевые шпаты большей частью интенсивно, а нередко нацело замещены каолининовыми минералами; значительно реже остаются их реликты и лишь иногда попадаются неизменные зерна. Среди последних встречается главным образом плагиоклаз, значительно реже отмечается микроклин.

Плагиоклаз образует заметно окатанные, преимущественно изометричные зерна размером 0,2—0,3 мм, иногда до 0,7 мм, и представлен полисинтетически-сдвойникованным альбитом (№ 2—5) и кислым олигоклазом (№ 10—15). Зерна его, как и зерна кварца, оконтурены с периферии каемками зеленого низкоинтерферирующего хлоритового вещества, которое замещает плагиоклаз. Иногда такие каемки утолщаются, глубоко корродируя зерна вдоль трещин спайности.

Зерна плагиоклаза нередко деанортитизируются и претерпевают своеобразную перекристаллизацию, в результате которой возникают прекрасно ограниченные кристаллы чистого альбита и цеолиты.

Размеры кристаллов аутигенного альбита колеблются от сотых долей миллиметра до 0,1 мм. Они таблитчатые или несколько удлинены вдоль осей *a* или *b*. Четкая огранка обусловлена развитием граней (010), (110) и (100). Состав аутигенного альбита варьирует от № 2 до № 5 (табл. 15).

Т а б л и ц а 15

Оптические константы аутигенного альбита (шлиф 2030)

Координаты, град.			Полюс грани	2V, град	Состав	Примечание
<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>				
66	86	30	(110)	+70	№ 3	По выходу одной оси
69	78	26	(110)	+75	№ 4	По выходам двух осей
17	71	73	(010)	±90	№ 2	По выходу одной оси
85	82	7	(100)	—	№ 5	—

Трещин спайности в аутигенном альбите нет. Показатели преломления: $N_{p'} = 1,528$; $N_{g'} = 1,538$; $N_{g'} - N_{p'} = 0,010$.

Деанортитизация плагиоклаза, кроме того, нередко проявляется в преобразовании одной системы двойников в альбит (табл. XX, 4). В то время как исходный плагиоклаз соответствует олигоклазу (№ 10—12), новообразованный минерал соответствует альбиту (№ 3—4).

Как и в песчаниках ямпольских слоев, сдавленные и деформированные обломочные зерна плагиоклаза подвергаются деанортитизации, которая выражается в понижении основности и соответственно светопреломления плагиоклаза, повышении его двупреломления и исчезновении двойниковой структуры. Иногда преобразование плагиоклаза выражается в его замещении бластическими агрегатами альбита.

Очень редко наблюдается развитие регенерационных альбитовых каемок, иногда с четко выраженной двойниковой структурой. Двойники в каемке, хотя и продолжают двойниковую структуру обломочного зерна, гаснут под заметно большим углом. Регенерационные альбитовые каемки нарастают и на деанортитизированные плагиоклазовые зерна (табл. XIX, 4) и, следовательно, процесс деанортитизации предшествовал их регенерации.

Явления деанортитизации плагиоклаза обычно сопровождаются также его цеолитизацией. Цеолиты развиваются в плагиоклазе обычно вдоль трещин спайности (010) и (001) (табл. XXVIII, 7), причем участки замещения представляют каемки. В ядре же преобразуемого зерна развиваются индивидуализированные четко ограниченные кристаллики альбита, а иногда остаются реликты альбитизированного плагиоклаза. Развитие цеолитизации по сетке трещин спайности обломочного плагиоклаза приводит к распаду его на агрегат прекрасно ограниченных кристаллов альбита, как бы сцементированных в оптически одинаково ориентированном цеолите (табл. XXI, 4). Цеолиты иногда нарастают на аутигенный альбит в форме прекрасно ограниченной каймы (табл. XIX, 1).

Возникающий цеолит характеризуется светопреломлением, значительно более низким, нежели показатель светопреломления альбита ($N_p' = 1,520$), и спайностью в одном направлении. Угасание относительно спайности почти прямое или прямое. Одноосен (?). Знак и удлинение положительные. Двупреломление 0,003—0,005. По приведенным константам цеолит не может быть отнесен ни к одному из известных видов. С деанортитизацией и цеолитизацией обломочного плагиоклаза иногда связано развитие кристаллов цеолита игольчатого облика с показателем преломления более высоким, чем у альбита, заметным двупреломлением (0,010), прямым погасанием и положительным удлинением; судя по оптическим данным, указанный цеолит относится к группе томсонита (табл. XIX, 6).

Цеолитизация полевых шпатов наблюдается как в зернах, погруженных в гидрослюдисто-хлоритовый цемент, так и в зернах, подвергшихся каолинизации и диккитизации, при этом цеолиты замещаются диккитом и каолинитом. При проникновении хлорита в зерна полевых шпатов по трещинам спайности с замещением последних вокруг хлоритовых выделений иногда возникают тонкие цеолитовые каемки. Наблюдениями отмечена связь процессов цеолитизации с развитием хлоритового цемента, а также, несомненно, более раннее выделение цеолитов, чем аутигенного кварца, диккита и каолинита. Это подтверждается также отчетливым идиоморфизмом кристаллов цеолита по отношению к новообразованному кварцу, регенерирующему обломочные зерна. Кварц, разрастаясь, иногда проникает в промежутки между кристалликами цеолитов и они оказываются частично или целиком включенными в новообразованный кварц.

Среди вторичных преобразований плагиоклаза, помимо альбитизации, наиболее интенсивно выражена его диккитизация. Диккит, замещающий плагиоклаз, образует относительно крупные (0,02—0,05 мм изредка до 0,12 мм) червеобразные кристаллы, а также гармошковидные образования с двупреломлением в серых тонах. Контур первичных зерен обычно обрисовываются сохраняющейся гидрослюдисто-хлоритовой каемкой, обволакивавшей замещенные зерна. Иногда в таких образованиях встречаются полевошпатовые реликты в форме ободков периферических частей зерен, т. е. «полевошпатовых скорлупок», выполненных каолининовыми минералами (табл. XIX, 3; XX, 4; XXXII, 6). Это указывает на более легкую замещаемость внутренних частей зерна, чем периферических, непосредственно контактирующих с гидрослюдисто-хлоритовыми каемками. Избирательное развитие диккитизации, по-видимому, обусловлено зональностью состава плагиоклаза, возникшей в результате эпигенетической альбитизации обломочных зерен. Подобного типа альбитизация отмечалась в породах и других слоев.

Между отдельными нацело замещенными каолинитом и диккитом полевошпатовыми зернами, а также на стыках их с зернами кварца нередко наблюдаются конформного типа контакты, которые указывают на имевшие место процессы взаимного растворения зерен под давлением. Такие контакты могли возникнуть лишь между зернами полевых шпатов или кварца и полевых шпатов. Следовательно, формирование конформных структур предшествовало каолинизации.

Редкие зерна калиевых полевых шпатов представлены решетчатым и нерешетчатым микроклином, иногда содержащим тонковолокнистые пертитовые вроски. Изредка обломочный микроклин регенерируется и образует каемками аутигенного калиевого полевого шпата с малым углом оптических осей. Калиевые полевые шпаты иногда замещаются диккитом, обычно же они интенсивно замещены марганецсодержащим кальцитом.

Слюды присутствуют в небольшом количестве и рассеяны в породе спорадически. Среди них отмечается мусковит, пластинки которого достигают 1 мм и интенсивно деформированы. Они обладают яркой интерференционной окраской и в проходящем свете обнаруживают следы плеохроизма (зеленоватые оттенки по *Ng*), что указывает на возникновение их за счет биотита. С периферии и вдоль спайности мусковит замещается пакетами и пластинками каолинита. Сравнительно редко попадают листочки биотита, несколько хлоритизированные, однако сохранившие, хотя и пониженную, но сравнительно яркую интерференционную окраску. Пластинки биотита слабо гидратизированы и плеохроируют в зеленоватых тонах. Диккит и каолинит иногда развиваются в биотитовых пластинках по базальной спайности, образуя агрегаты различно ориентированных вермикулитов. Помимо того, наблюдается псевдоморфное замещение отдельных пластинок каолинитовым минералом, в результате чего возникают своеобразные пакеты, в которых листочки биотита чередуются с листочками диккита-каолинита.

В пластинках каолинизированных слоисто-решетчатых минералов (мусковита, биотита и хлорита) вдоль базальной спайности наблюдаются выделения мельчайших (до 0,05 мм) шариков полураскристаллизованного кварца со сферолитовой структурой (в скрещенных николях перебегающий крест). Тесная связь их с каолинизированными слюдами указывает на возникновение этих образований за счет избыточной кремнекислоты, выделяющейся при каолинизации слюд.

Из акцессорных минералов изменению подвергаются лишь редкие зерна эпидота, иногда встречающиеся в рассматриваемых породах. Они корродируются и замещаются аномально интерферирующим хлоритом; иногда от них остаются лишь реликты.

Как указывалось, цемент песчаников разнороден и возник в результате стадийного преобразования ряда минералов, входящих в состав породы.

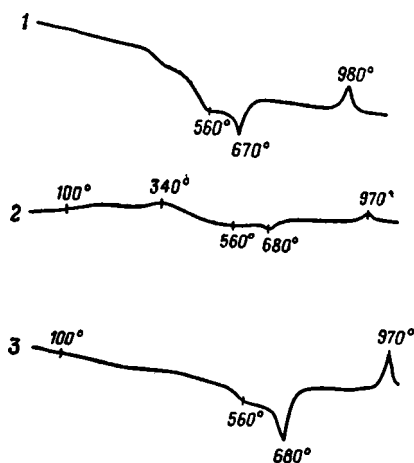
Наиболее широко развит гидрослюдисто-хлоритовый цемент, сформировавшийся в результате изменения обломочного биотита. В его составе, наряду с гидрослюдами, преобладает хлорит. Гидрослюдисто-хлоритовое вещество выполняет поры между обломочными зернами, местами образует базальный цемент. Оно обладает чешуйчатой структурой; размеры чешуек колеблются от 0,02 до 0,3 мм. Нередко отдельные чешуйки сливаются в сплошные агрегаты с оптически сходной, а иногда и одинаковой ориентровкой. Плеохроизм отчетливый — от желтовато-зеленоватого по *Np* до травяно-зеленого по *Ng*. Средний показатель преломления ориентированных агрегатов (фракция < 0,001 мм) варьирует от 1,625 до 1,638. Эти колебания зависят от соотношений гидрослюд и хлорита, а также от интенсивности последующей диккитизации указанных минералов. Судя по содержанию щелочей, в агрегатах с высоким преломлением преобладает хлорит. Содержание K_2O составляет 1,22, Na_2O — 0,24, FeO — 2,59%.

Гидрослюдисто-хлоритовая масса заметно корродирует зерна кварца и особенно интенсивно полевые шпаты. Она нередко проникает в последние по трещинам спайности и замещает их, иногда оставляя лишь реликты. Изредка в этой массе встречаются крупные листочки, по своим оптическим свойствам (более интенсивный плеохроизм и яркая интерференционная окраска) приближающиеся к биотиту, при этом между последними и цементирующей массой устанавливаются постепенные переходы. Это указывает на возникновение хлорита за счет переработки мелкочешуйчатого биотитового материала, содержавшегося в исходном осадке. Поскольку вдоль поверхности обломочных зерен кварца нередко сохраняются каемки хлорита, обрастающие регенерационным кварцем, формирование хлорита, несомненно, предшествовало процессам регенерации кварца.

Гидрослюдисто-хлоритовый цемент замещается каолинит-диккитовыми агрегатами, при этом большей частью удается наблюдать все стадии этого процесса. Обычно в гидрослюдисто-хлоритовой массе возникают сначала несколько осветленные округлой формы участки, в которых намечаются контуры вермикулитоподобных агрегатов, еще окрашенных в зеленый цвет (табл. XX, 1). По мере осветления они приобретают все более и более отчетливую спайность по (001) и интерференционную окраску, свойственную каолинитовым минералам (табл. XIX, 5). Такие отдельные преобразованные участки разрастаются и сливаются в агрегаты, то частично, то полностью замещающие гидрослюды и хлорит. Последние обычно сохраняются лишь по периферии цементирующих участков в контакте с обломочными зернами и реже в виде реликтов в каолинит-диккитовой массе.

Интенсивное развитие такого процесса в рассматриваемых породах приводит к тому, что диккит и каолинит замещают как цементирующую гидрослюдисто-хлоритовую массу, так и обломочные зерна полевого шпата. Отдельные замещенные участки часто сливаются в сплошные агрегаты, которые выступают как цемент базального типа по отношению к регенерированным зернам кварца (табл. XX, 6). Содержание этих минералов варьирует в значительных пределах и нередко достигает 30% породы. Помимо того, каолинит и диккит корродируют и замещают регенерационный и обломочный кварц (табл. XX, 2, 6). Присутствие в составе цементирующей массы диккита и каолинита, помимо оптических данных, подтверждается результатами термоанализа. На термокривых фракции меньше 0,01 мм отмечается четкий эндотермический эффект при температуре 680°С, типичный для диккита, а также менее четкий и заметно слабее выраженный эндотермический перегиб кривой при температуре 560°С, свойственный каолиниту. Экзотермический эффект при 970°С характерен для обоих минералов (фиг. 13).

В составе коллоидной фракции, как показали электронномикроскопические исследования, находятся четко ограниченные кристаллы каолинитовых минералов и длинные клиновидно сходящиеся пластинки слюдоподобного минерала.



Фиг. 13. Термокривые фракций < 0,01 мм (1, 2, 3) цементирующей массы песчаников с гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационно-кварцевым и каолинит-диккитовым цементом

Рентгеноструктурные исследования Г. В. Долматовой фракции $< 0,001$ мм, показали, что преобладающим ее компонентом является дик-кит, наряду с которым в подчиненном количестве присутствует также каолинит. В виде реликтов, сохранившихся как примесь, отмечаются три-октаэдрические гидрослюда и хлорит. Как показала повторная съемка образца после насыщения его глицерином, в составе исследовавшейся фракции монтмориллонит отсутствует (табл. 16).

Таблица 16

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений цемен-
тирующей массы песчаников
(фракция 0,001 мм, обр. 186)

Интенсивность	$d, \text{\AA}$	Диагностика
Слаб.	15,3	Хлорит
Слаб.	10,1	Гидрослюда
Сред.	7,07	Каолинит, диккит, хлорит
Оч. слаб.	5,02	Гидрослюда, каолинит, диккит
Сильн.	4,50	Гидрослюда, хлорит
Сильн.	4,26	Диккит
Сред.	3,56	Каолинит, диккит, хлорит
Оч. сильн.	3,37	Каолинит, гидрослюда
Оч. слаб.	3,24	Диккит
Оч. слаб.	3,11	Каолинит, диккит
Оч. слаб.	2,95	Диккит
Оч. слаб.	2,77	Каолинит, диккит
Ср. сильн.	2,65	Диккит
Ср. сильн.	2,57	Каолинит, хлорит
Сред.	2,43	Гидрослюда
Слаб.	2,30	Каолинит, диккит
Слаб.	2,14	
Слаб.	1,99	Каолинит, гидрослюда
Слаб. сред.	1,81	
Слаб.	1,76	Каолинит
Слаб.	1,73	Диккит
Сред. слаб.	1,67	Каолинит, диккит
Оч. сильн.	1,54	Каолинит, гидрослюда, хлорит
Сред. сильн.	1,50	Каолинит, диккит
Сред. сильн.	1,38	Диккит
Слаб. сред.	1,35	Диккит
Слаб.	1,27	
Оч. слаб.	1,21	

О преобладании в составе пелитовой фракции песчаников минералов каолинитовой группы свидетельствуют результаты частичного химическо-го анализа, показавшие незначительное содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} - 0,76$, $\text{K}_2\text{O} - 0,54\%$). Присутствие хлорита, триоктаэдрических гидрослюдов и их реликтов сказывается в повышенном содержании закиси железа ($\text{FeO} - 0,07\%$).

Из других новообразований в песчаниках наблюдается анатаз, обра-зующий пестоватые кристаллы и инкрустифицирующий мелкие пустотки, выполненные позднее аутигенным кварцем.

Спорадически в песчаниках присутствует марганецсодержащий кальцит (*No* — 1,670). Он образует крупные (до 1 мм) монокристаллические выделения, выполняющие пустотки, а также замещает полевые шпаты (табл. XIX, 2) и иногда регенерационный и обломочный кварц. Изредка наблюдается замещение кальцитом хлорита и диккита.

Современные процессы выветривания кальцита приводят к его растворению, выделению мелких землисто-черных вкраплений окислов марганца. Эти вкрапления местами выполняют пустотки в кальците или же развиваются в гидрослюдисто-хлоритовом веществе, составлявшем цемент песчаников, там, где оно контактирует с кальцитом.

Песчаники с базальным кальцитовым цементом

Песчаники с базальным кальцитовым цементом широко развиты в джуржевских слоях, хотя и несколько менее песчаников с каолинит-диккитовым цементом.

Рассматриваемые породы образуют прослои обычно небольшой мощности (от нескольких сантиметров до 0,5 м) среди песчаников с каолинит-диккитовым цементом и часто связаны с ними постепенными переходами.

По внешнему облику эти породы достаточно своеобразны. Они преимущественно грубозернистые, реже средне- и мелкозернистые, обладают однотонной серой или темно-серой, реже желтовато-серой окраской. Некоторым разновидностям присущ то коричневатый, то зеленоватый оттенок, на фоне которого иногда выделяются мучнисто-белые скопления каолинитовых минералов. Плотность пород обычно высокая, реже умеренная; крепость, как правило, варьирует в значительных пределах; сложение неяснослоистое, иногда массивное; излом неровный, зернистый, обычно сверкающий. При выветривании поверхность пород покрывается плотной коричневатой-черной марганцовистой пленкой.

По минеральному составу среди рассматриваемых песчаников наблюдаются как олигомиктовые разновидности, так и типичные аркозы.

В олигомиктовых песчаниках среди обломочных зерен резко преобладает кварц (85—90%), а полевые шпаты составляют около 10—15%. В аркозовых песчаниках содержание полевых шпатов возрастает, достигая 20—30%.

Кварц преимущественно монокристаллический, с нормальным и волнистым погасанием. Зерна с бластической и роговиковой структурами присутствуют в большинстве разновидностей, но в ограниченном количестве.

Среди полевых шпатов отчетливо доминируют решетчато-сдвойникованные микроклин и микроклин-пертит. Плагиоклазы, представленные полисинтетически-сдвойникованным альбитом и олигоклазом, обычно составляют около 5% обломочных зерен. В незначительном количестве попадаются листочки биотита и, реже, мусковита. Как акцессорная примесь присутствуют циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, магнетит, изредка ильменит, эпидот и сфен.

Обломочные зерна и цементирующая их кальцитовая масса находятся в соизмеримом количестве, при этом в одних разновидностях обломочный материал несколько преобладает, составляя до 60% породы, а в других цементирующий кальцит доминирует над обломочным материалом (55—65%).

Обломочные зерна обычно разобщены и пойкилитообразно включаются в цементирующий их кальцит. Местами они тесно сгруппированы и в таких участках обнаруживают признаки конформного растворения и регенерации кварцевых зерен, приводящих к возникновению кварцитовидных агрегатов. Иногда между зернами встречаются реликты гидрослюдисто-хлоритового цемента, который частично, а иногда почти полностью замещен пакетами и причудливой формы кристаллами каолинита-диккита.

Зерна кварца изредка глубоко изъедены червеобразными востками хлорита. Полевые шпаты то свежи, то прорастают вдоль трещин спайности выделения хлорита, который их корродирует и замещает. Вокруг некоторых зерен плагиоклаза сохраняются тончайшие регенерационные ободки альбита.

Широко распространены разновидности песчаников, в которых кварц интенсивно замещает полевые шпаты. Замещению подвергается обычно лишь та часть полевошпатового зерна, которая включена в регенерированную кварцевую каемку, при этом замещающий кварц приобретает такую же оптическую ориентировку, как и кварц регенерационной каймы. Исходная природа замещенного обломочного зерна устанавливается по ряду следующих признаков: наличию вокруг его обломочного контура прерывистой каемки из гидрослюдисто-хлоритового вещества или плеывидных включений, по сохранившимся иногда тончайшим волокнам — реликтам полевого шпата, — или по присутствию глинистых продуктов, располагавшихся по трещинам спайности, в результате чего в замещенном кварце полевошпатовом зерне возникает сеть включений, отвечающая в своем расположении трещинам спайности исходного минерала. Иногда часть зерна, не включенная в регенерационную кайму, сохраняется либо вовсе неизменной, либо частично замещается дикситом с примесью каолинита, кальцитом или тем и другим. По таким относительно хорошо или полностью сохранившимся частям зерна удается установить, что замещению кварцем подвергались не только зерна плагиоклаза, но и зерна обломочного кварца.

Нередко одно и то же обломочное полевошпатовое зерно оказывается включенным в регенерационные кварцевые каемки нескольких прилегающих зерен. В этом случае отдельные его части, замещаясь кварцем, приобретают различную оптическую ориентировку, соответствующую ориентировке, включающей данную часть регенерационной каймы (табл. XXI, 5). Отмечаются случаи, когда два противоположных конца зерна захватываются и замещаются кварцем регенерационных каемок соседних кварцевых зерен, а средняя его часть, оставшаяся не включенной в кайму, сохраняется неизменной, либо замещается целиком или частично другими минералами — дикситом и кальцитом (табл. XXX, 4).

Позднее развивавшимся процессом является замещение плагиоклаза каолинитом и дикситом. Диксит образует пакетобразные кристаллики размером 0,02—0,03 мм и вермикулитоподобные сростки до 0,08 мм длины. Они замещают зерна плагиоклаза нацело, иногда от них остаются риклеты.

Нередко наблюдаются нацело каолинизированные зерна с остаточной вокруг них полевошпатовой периферической оболочкой — скорлупой. Реже встречаются зерна плагиоклаза, частично подвергшиеся дикситизации или каолинизации, при этом иногда замещается лишь одна система альбитовых двойников, другая же остается неизменной. Причудливые формы нацело каолинизированных зерен обусловлены тем, что не затронутые каолинизацией плагиоклазовые реликты впоследствии подверглись замещению кальцитом и, таким образом, внешние очертания каолинизированных зерен первоначально являлись неправильными контурами дикситизированных или каолинизированных участков.

Слюды в породе представлены крупными пластинками вермикулитизированного биотита, замещенного хлоритом, который, в свою очередь, перешел в каолинит. Первичная природа этих образований устанавливается по присутствию в них пластинчатых реликтов биотита. Каолинизация сопровождается тончайшими выделениями гидроокислов железа. Между слабо измененным и ожелезненным биотитом и новообразованным каолинитом наблюдаются все переходы. Отдельные кристаллы каолинита или диккита обладают веерообразной формой и достигают 0,6 мм в поперечни-

ке. Отметим, что единичные листочки мусковита, попадающиеся в породе, обычно не обнаруживают каких-либо признаков изменения.

Цементирующий кальцит интенсивно корродирует и замещает кварц и еще в большей мере полевые шпаты (табл. XXI, 3). Одни зерна изъедены кальцитом лишь с краев, другие замещаются до состояния причудливых реликтов (табл. XXI, 1). Многие же зерна замещаются кальцитом нацело и в этом случае распознаются лишь по внешней форме зерен, характерному расположению трещин спайности и развитым по ним вторичным продуктам, а иногда по ободочкам хлорита, первоначально оконтуривавшим зерна. Кварц с мелкозернистой бластовой структурой корродируется и замещается кальцитом значительно интенсивнее и полнее, нежели монокристаллический.

Кальцит, развитый в рассматриваемых породах, марганцесодержащий, что сказывается в повышении его светопреломления ($N_D = 1,668 - 1,672$). Олигомиктовые разновидности рассмотренного типа песчаников, судя по описаниям О. В. Крашенинниковой (1956), широко распространены в районе сел Липчаны, Лядава и Серебряна на левом берегу Днестра. Приводимые О. В. Крашенинниковой (1956) результаты химических анализов указывают на незначительное содержание в породе полевых шпатов, что обусловлено замещением их кальцитом. Из анализов видно также высокое содержание в кальците марганца (табл. 17).

Таблица 17

Результаты химических анализов (в %) песчаников
(по О. В. Крашенинниковой, 1956)

Место отбора образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	H ₂ O гигр.	Сумма
Липчаны	73,60	0,04	1,43	2,03	3,0	10,30	0,12	Следы	0,02	9,29	0,16	100,01
Лядава	74,12	0,05	1,39	2,00	2,21	10,87	0,29	0,01	0,03	9,29	0,17	100,42
Серебряна	72,46	0,03	1,37	1,60	2,26	12,15	0,30	Следы	0,09	9,79	0,09	100,14

Среди рассматриваемых песчаников выделяются разновидности, переходные к каолинизированным и диккитизированным аркозовым песчаникам, описанным выше. Они возникают в результате интенсивной кальцитизации последних. Характерной их особенностью является то, что наряду с базальным кальцитовым цементом, замещающим то частично, то нацело обломочные зерна, в этих песчаниках в отдельных участках сохраняются реликты исходного хлоритового цемента и, частично, регенерационные кварцевые каемки, местами срастивающие кварцевые зерна в агрегаты, хотя большей частью новообразованный кварц, как и обломочный, резорбирован кальцитом. Сохраняются также и каолиновые минералы, замещавшие обломочные зерна полевых шпатов и частично развинчившиеся за счет изменения хлоритового цемента. Спорадически попадаются листочки обесцвеченного и мусковитизированного биотита, заключенные в кальцитовом цементе.

При замещении кварца и полевых шпатов кальцитом в рассматриваемых породах большей частью сохраняются неизменными тонкие хлоритовые ободочки, окаймлявшие их, что позволяет совершенно отчетливо распознавать в цементирующей массе даже нацело замещенные зерна. Количество замещенного кальцитом обломочного материала (кварца и полевых шпатов) колеблется от 20 до 30% от исходного его содержания в породе.

Широко развиты явления замещения кальцитом диккита и каолинита. Агрегаты этих минералов, размером до нескольких миллиметров в поперечнике, замещаются одновременно погасающими зернами кальцита неправильной формы, с зубчатыми контурами, размером около 0,1—0,2 мм,

которые срастаются в сплошные агрегаты. В проходящем свете в кальцитовой массе отчетливо различаются контуры и внутренний узор отдельных каолинитовых и диккитовых пакетов, слагавших исходный агрегат (табл. XXI, 2). Иногда в кальцитовой массе сохраняются отдельные вермикулитообразные агрегаты или части их, не подвергшиеся замещению. Ими ситовидно прорастает монокристаллический кальцит. В некоторых участках по каолининовым минералам возникают настоящие кальцитовые псевдоморфозы, но с однообразной оптической ориентировкой.

Диккит-каолининовые участки породы замещаются кальцитом то целиком, то частично (преимущественно с краев). Кальцит корродирует и замещает полевые шпаты, сохранившиеся от замещения аутигенным кварцем, а также обломочный и регенерационный кварц. Растворение аутигенного кварца приводит к возникновению прекрасно ограненных кварцевых кристаллов.

*Глауконит- и фосфоритсодержащие олигомиктовые песчаники
с кальцитовым цементом*

Описываемые породы развиты ограниченно. Выходы их известны в районе 202 км железнодорожной линии Черновцы — Могилев-Подольский в верхней части разреза джуржевских слоев. Мощность их изменчива и варьирует от 10—20 см до 1 м. Подобного типа породы, судя по данным М. Ф. Стащука (1958), развиты и в ряде других мест, в частности у устья р. Лядавы.

По внешнему виду песчаники грубозернисты и содержат мелкие сильно уплощенные гальки фосфоритов размером около нескольких сантиметров; реже встречаются гальки заметно более крупные — $30 \times 10 \times 5$ см. Цвет пород весьма неоднороден: светло-серый и серый, с зеленоватым оттенком, иногда коричневатого-серый. Разновидности, содержащие сингенетичный кальцит и органогенные остатки и изобилующие фосфатными галечками, окрашены в темно-серый цвет с зеленым и коричневым оттенками. Текстура пород косослоистая.

Гранулометрически песчаники исключительно неоднородны: размеры обломочных зерен, составляющих около 65—75% породы, колеблются от 0,1 до 2,2 мм, а фосфатных галечек — от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров и изредка достигают 30 см. Форма мелких зерен преимущественно изометричная, угловатая и резкоугловатая, крупные зерна сглаженно-угловатые, заметно и хорошо окатаны и обычно несколько удлинены. Гальки фосфоритов хорошо окатаны и, как правило, сильно уплощены.

По минеральному составу песчаники олигомиктовые. В их составе резко преобладает кварц и в подчиненном количестве (5—10%) содержатся полевые шпаты, среди которых несколько доминирует решетчатый микроклин и реже встречается кислый плагиоклаз. Попадаются интенсивно преобразованные пластинки биотита и изредка листовички мусковита.

Как аксессуарная примесь присутствуют циркон и турмалин, иногда монацит. Цемент породы сложный, по преимуществу кальцитовый.

К наиболее ранним аутигенным образованиям относится глауконит. Он образует зерна и выделения округлой, овальной и неправильной формы размером от 0,1 до 0,5 мм, окрашенные в ярко-зеленый цвет, с микроагрегатной структурой. Выделения глауконита иногда цементируют прилегающие зерна кварца, нередко корродируют и замещают его. Помимо того, глауконит образует тонкие прожилки, рассекающие и замещающие кварцевые и полевошпатовые зерна. Заметно реже наблюдается пластинчатоспайный глауконит, замещающий биотит. Он обладает яркой интерференционной окраской, плеохроизмом в зеленых тонах, и образует раздувшиеся вермикулитоподобные кристаллы. Местами глауконит обилен и

цементирует обломочные зерна. В среднем содержание его составляет около 5%.

Гальки фосфоритов состоят, в свою очередь, из желтоватого и буроватого фосфатного вещества, в которое погружены мелкие угловатые зерна кварца с примесью полевых шпатов, глауконита и листочков биотита. Эти гальки представляют по существу песчаники с фосфатным цементом. По минеральному составу песчаных частиц они идентичны вмещающим их породам, но отличаются от последних лишь меньшими размерами и более угловатой формой этих частиц. Наряду с гальками, встречаются, хотя и редко, настоящие конкреционные фосфатные образования с неправильной и нечетко очерченной формой. Иногда отмечаются обломочки мелких фосфатных конкреций с радиально-лучистой структурой.

Очевидно, фосфатообразование было присуще процессу формирования данных осадков. Видимо, фосфоритовые гальки представляли конкреции, возникавшие в начальном этапе диагенеза и позднее подвергавшиеся внутриформационному размыву и местному переотложению.

Фосфатное вещество нередко замещает глауконит, при этом сохраняются различные стадии этого замещения — от начальных до полных. Реже наблюдается замещение фосфатом гидратизированных и неизмененных листочков биотита с возникновением по ним частичных и полных псевдоморфоз. Процесс фосфатизации биотита сопровождается иногда хлоритизацией отдельных пластинок (в шлифе — волокон), иногда их каолинизацией. С фосфатами ассоциирует тонкая вкрапленность пирита.

В цементирующей кальцитовой массе песчаников местами сохраняются участки глинистого цемента. Последний состоит из тонкочешуйчатого агрегата гидрослюд, в котором различаются в различной степени гидратизированные пластинки и листочки биотита. С гидрослюдой иногда сочетаются зеленовато-буроватые колломорфные глинистые образования с более низким показателем преломления и относительно высокой интерференционной окраской, возникающие за счет изменения глауконита. Глинистое вещество гидрослюдистого типа иногда также возникает в результате замещения глауконита, при этом некоторые зерна последнего замещаются этим веществом частично, с краев, а другие — нацело.

Широко развиты процессы каолинизации. Каолинит в форме характерных пакетобразных кристаллов образует агрегаты, замещающие глауконит, а также гидрослюдистые участки. При этом выделяются гидроокислы железа, нередко оконтуривающие каолилитовые агрегаты в виде каймы. Замещение глауконита каолинитом наблюдается, хотя и редко, в зернах, включенных в фосфатные галечки и замещенных кальцитом.

Основную цементирующую массу породы образует крупнокристаллический кальцит. Изредка в последнем различаются проблематичные органические остатки (фораминиферы или водоросли), свидетельствующие о том, что в породе присутствовал сингенетичный кальцит.

Вся масса кальцита большей частью перекристаллизована. Она образует крупнозернистый агрегат, который интенсивно замещает зерна полевых шпатов и в меньшей мере кварца, часто до состояния реликтов, иногда же нацело. Нередко перекристаллизованный кальцит приобретает облик лучисто расходящихся сноповидных кристаллов. Замещение кальцитом зерен плагиоклаза иногда сопровождается цеолитизацией. Цеолиты с низким показателем преломления образуют каемки и развиваются вдоль трещин спайности. Кальцит замещает также нацело крупные вермикулитоподобные сростки гидробиотита, от которых остается лишь скелет из гидроокислов железа и дисперсных пелитовых продуктов. Не менее обычно замещение кальцитом зерен глауконита, которое нередко сопровождается каолинизацией.

Кальцит энергично замещает фосфатные выделения, при этом сохраняются контуры и форма замещенных им образований. Возникающие псев-

доморфозы кальцита по фосфату приобретают красновато-буроватую окраску.

Чрезвычайно устойчив к замещению кальцитом мусковит, листочки которого не только никогда им не замещаются, но обычно даже не обнаруживают признаков изменения. Лишь изредка они преобразуются в светлую слюду с пониженным двупреломлением.

Кальцит, образующий цемент в рассматриваемых песчаниках, марганценосен. Это сказывается на его светопреломлении, которое варьирует от 1,668 до 1,672. Марганец обнаруживается качественными химическими реакциями.

Помимо отмеченных аутигенных образований, в песчаниках спорадически попадаются лейкоксен и анатаз, возникающие в результате изменения титаномагнетита, а также при преобразовании биотита.

КАЛЮССКИЕ СЛОИ

Калюссские слои сложены почти исключительно глинистыми породами, обогащенными органическим веществом — аргиллитами, иногда алевроитистыми, реже алевроитовыми. В аргиллитах наблюдаются многочисленные шарообразные фосфоритовые конкреции и редкие карбонатные линзовидные тела с фунтиковой структурой.

Песчаники и алевролиты отмечаются крайне редко. Они образуют единичные маломощные (от нескольких до 10 см) пропластки, главным образом в нижних частях толщ. Заметная обогащенность песчаным материалом нижних частей разреза подчеркивает их связь с расположенными ниже песчаными отложениями джуржевских слоев.

Фациально эти отложения отличаются от отложений других горизонтов тем, что они содержат минимальное количество обломочного материала и представляют осадки, отлагавшиеся в удаленных от областей сноса частях бассейна, куда поступал преимущественно наиболее отмученный глинистый материал. Микрослоистая текстура, свойственная аргиллитам, их правильная слоистость, отсутствие знаков течений, волнений, ряби и т. д. указывают на относительную глубоководность бассейна. Обилие органического вещества, обогащавшего илы, следует связывать с палеогеографическими и гидрологическими особенностями бассейна.

Можно считать, что осадки калюсской свиты отлагались в относительно глубоководных областях крупного морского бассейна с ненормальным солевым режимом, затрудненной связью с океаническими бассейнами и зоной сероводородного заражения. Редкие невыдержанные по простиранию пропластки и линзы алевроитового и песчаного материала, по-видимому, возникали под воздействием локальных подводных морских течений (Наливкин, 1956).

Отложения, слагающие рассматриваемые слои, а также приуроченные к ним фосфоритовые конкреции изучались многочисленными исследователями и неоднократно описывались в литературе, поэтому здесь мы ограничимся лишь краткой их характеристикой, обратив основное внимание на некоторые новые данные, полученные при исследовании этих пород, и на особенности эпигенетического их преобразования.

Аргиллиты

Аргиллиты, слагающие калюсские слои, представляют тонко- и микро-слоистую неразмокающую в воде породу, темно-серого и серовато-черного цвета с зеленоватым и коричневатобурым оттенками. При ударе аргиллиты раскалываются на тонкие пластинки, толщиной от долей до нескольких миллиметров.

При выветривании на поверхностях наложения этих пород часто возникают налеты бурых водных окислов железа и зеленовато-желтого ярозита.

Аргиллиты сложены дисперсно- и тонкочешуйчатым агрегатом глинистых минералов, с небольшой, а иногда существенной, примесью то в большей, то в меньшей мере гидратизированных слюдистых чешуек. Глинистое вещество по составу неоднородно. Оно образует микрослоечки различной толщины. Одни из них окрашены в желтоватый цвет и обладают интерференционной окраской в желтоватых и желтовато-оранжевых тонах, оптически близкой, а иногда одинаковой ориентировкой минеральных частиц. Другие слоечки характеризуются зеленоватой окраской, менее упорядоченной текстурой и более низким двупреломлением глинистых агрегатов.

Как показали исследования, глинистое вещество полиминерально. В его составе преобладают гидрослюда, в меньшем количестве присутствует хлорит.

Показатели преломления фракции $< 0,001$ мм в ориентированных агрегатах: $Np' = 1,580 - 1,585$ и $Ng' = 1,593 - 1,595$. Высокое преломление указывает на присутствие в составе фракции, кроме гидрослюд, в заметном количестве хлорита.

Электронномикроскопические исследования коллоидной фракции (табл. XXXIV, 5) обнаруживают присутствие относительно крупных пластинчатых, плохо расщепляющихся по спайности образований с нехарактерной формой, вероятно, принадлежащих хлориту, и тонких резкоудлиненных щепковидных и лентообразных пластинчатых минералов, несомненно принадлежащих гидрослюдам. Это подтверждается результатами частичного химического анализа, поскольку фракция $< 0,001$ мм содержит значительное количество щелочей ($K_2O - 4,46$, $Na_2O - 0,26\%$) и мало закиси железа ($FeO - 0,66\%$).

Рентгеновский анализ (табл. 18) свидетельствует о присутствии в составе фракции $< 0,001$ мм диоктаэдрических гидрослюд и хлорита. Монтмориллонит не обнаружен.

Различия в микроскопическом облике аргиллитовых микрослоек обусловлены неодинаковыми количественными соотношениями перечисленных минералов.

В некоторых разновидностях неоднородность строения основной глинистой массы выражена в развитии пятен неправильной формы, окрашенных в желтовато-зеленоватые тона и представленных, судя по оптическим свойствам, глинистым веществом преимущественно хлоритового состава.

В переменном количестве (обычно 3—5, реже до 10—15%) в глинистой основной массе находится тонкообломочный материал алевроитовой размерности, представленный чешуйками (0,05—0,1 мм) бурого и зеленого биотита, хлоритом с зеленоватой окраской и низким двупреломлением, бесцветными слюдами, обычно с пониженной интерференционной окраской, угловатыми зернышками (0,01—0,05 мм) кварца и, значительно реже, полевых шпатов. Алевроитовый материал иногда распределен равномерно, но заметно чаще он локализован, обогащая отдельные линзочки и микропропластки, что подчеркивает слоистый облик породы. Наряду с послойным распределением алевроитового материала, последний иногда образует также неправильные гнездообразные скопления.

Аргиллиты нередко обогащены органическим веществом, обуславливающим, наряду с присутствующим пиритом, темную окраску пород. Органическое вещество представлено бурыми обуглившимися обрывками растительной ткани, распределяющимися послойно, и тончайшими пленочками бесструктурных продуктов, напоминающих битум. Содержание органического углерода колеблется от 0,20 до 0,85%.

В районе Наславче в аргиллитах отмечены битуминозные пропластки толщиной в несколько миллиметров со смолистым блеском, горящие в пламени свечи. Согласно исследованиям Т. Васкаудану (Vascăuțanu, 1930), такие пропластки содержат до 23,1% органического углерода и около 10,8% легучих битумных компонентов. Из этих же отложений упомянутый исследователь описывает многочисленные микроскопические шарообразные или овальные тельца диаметром от 0,15 до 0,50 мм, которые, по его мнению, представляют, возможно, остатки водорослей типа *Gloeocapsomorpha*.

Таблица 18

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
глинистых минералов аргиллитов
(фракция < 0,001 мм, обр. 228)

Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
Сильн.	14,2	Оч. сильн.	2,57
Оч. сильн.	10,2	Сред. слаб.	2,36
Слаб.	7,2	Слаб.	2,28
Оч. слаб.	6,33	Сред. слаб.	2,12
Оч. слаб.	5,58	Сред. слаб.	2,00
Слаб. сред.	4,99	Слаб. сред.	1,82
Сильн.	4,52	Слаб. сред.	1,72
Сред. слаб.	4,19	Слаб. сред.	1,64
Оч. слаб.	3,88	Сред. слаб.	1,55
Слаб.	3,51	Сильн.	1,50
Оч. сильн.	3,34	Слаб.	1,37
Слаб.	3,07	Слаб. сред.	1,29
Слаб.	2,80		

К послойно распределенным скоплениям органического вещества обычно приурочена обильная тонкая вкрапленность пирита. Пирит образует мелкие шарики (0,01 мм), скопляющиеся в линзочки и прослойки толщиной 0,01—0,05 мм.

Местами в глинистой массе попадаются мелкие выделения бурого и желтоватого фосфатного вещества в форме овальных зернышек размером от 0,01 до 0,03 мм, которые располагаются послойно. Изредка фосфатное вещество образует стяжения линзовидной формы, размером около 0,01 мм. Как показали химические анализы, содержание P_2O_5 в аргиллитах обычно колеблется в пределах 0,05—0,06% и лишь в некоторых разновидностях достигает 6% (Курочка, 1959).

Спорадически в аргиллитах встречаются редкие зерна бледно-зеленоватого глауконита с микроагрегатной структурой.

Алевритовые зерна кварца и реже встречающихся полевых шпатов обычно корродированы, частично растворены, а частично замещены гидрослюдистым веществом и нередко вследствие этого приобретают резко уплощенную форму.

Интенсивному изменению подвергаются также пластинки биотита. Они гидратизированы, иногда замещены глинистым веществом гидрослюдистого типа, которое, в свою очередь, преобразовано в хлорит. По глаукониту, хлориту и гидрослюдам иногда развивается каолинитоподобный минерал. Такие сложные стадийные переходы нередко констатируются в пределах одной пластинки. Наиболее обычны явления замещения слюд глинистыми продуктами в пропластках, обогащенных алевритовым материалом.

Чрезвычайно своеобразны каолиновые или диккитовые включения в аргиллитах. Они обладают сглаженно-угловатыми очертаниями, размеры их составляют 0,1—0,2 мм, по форме напоминают обломочные зерна и состоят из тонкочешуйчатого агрегата каолинитоподобного вещества. Реже подобные образования сложены хорошо окристаллизованным диккитом. С вмещающей их гидрослюдистой массой эти образования контактируют резко. По-видимому, они представляют эпигенетические выделения, возникшие за счет каолинизации или диккитизации зерен глауконита, плагиоклаза или же непосредственно глинистых минералов, слагающих основную массу. Об этом свидетельствует то, что, помимо указанных крупных включений, в рассматриваемых породах присутствуют мелкие изометричные зернышки каолиновых минералов, размером от тысячных долей миллиметра до 0,02—0,03 мм в поперечнике, которые развиваются по основной массе.

В районе с. Васильевцы, по данным В. П. Курочки (1959), среди аргиллитов находится прослой, сложенный дисперсной гидрослюдистой массой, с обильной вкрапленностью пирита (0,01—0,4 мм), в которой наблюдаются многочисленные выделения линзовидной и эллиптической формы, состоящие из каолинитоподобного минерала с мелкочешуйчатой структурой (табл. XXI, б).

Таблица 19

**Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
галлуазит- и каолинитсодержащих глин**

Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
Сильн.	10,05	Оч. слаб.	2,22
Сильн.	7,37	Слаб.	2,01
Оч. слаб.	5,00	Оч. слаб.	1,87
Сильн.	4,54	Оч. слаб.	1,80
Слаб.	4,02	Сред.	1,71
Сильн.	3,68	Оч. слаб.	1,54
Оч. слаб.	2,81	Оч. слаб.	1,50
Сильн.	2,61	Оч. слаб.	1,31
Сред.	2,53	Слаб.	1,28
Сильн.	2,38	Слаб.	1,24
Сред.	2,32		

Судя по взаимоотношениям этих образований с вмещающей их массой, они, вероятно, возникли за счет эпигенетической каолинизации как обломочных зерен, так и гидрослюдистого глинистого вещества.

В районе с. Наславче среди аргиллитов калюсских слоев в средней части разреза В. П. Курочка (1959) обнаружил прослой, толщиной около 5 см, резко отличающийся от вмещающих его аргиллитов как по составу, так и по внешнему облику.

По данным этого исследователя, прослой представлен зеленовато-серыми плотными кремнеподобными породами с раковистым изломом, не размокающими в воде. Основную массу породы составляет дисперсно-чешуйчатый агрегат глинистых минералов, представленных галлуазитом, почти не действующий на поляризованный свет. Среди галлуазитовой основной массы выделяются многочисленные линзочки, а также округлой, овальной и неправильной формы участки, сложенные тонкочешуйчатым каолиновым минералом.

По данным В. П. Курочки (1959), показатель преломления глинистого вещества колеблется от 1,555 до 1,559. Кривая нагревания обнаруживает типичные для галлуазита экзо- и эндотермические эффекты. Рентгенографическая характеристика тонкоотмученной фракции ($< 0,001$ мм) приведена по данным этого же автора (табл. 19). Результаты химического анализа этой же фракции показывают следующий состав (в %): SiO_2 — 44,24; TiO_2 — 0,20; Al_2O_3 — 38,67; Fe_2O_3 — 2,23; CaO — 0,67; MgO — 0,21; п. п. п. — 14,10; сумма — 100,32 (Курочка, 1959).

Структурная формула по пересчету $(\text{OH})_8(\text{Al}_{3,98}\text{Si}_{3,87}\text{O}_{10})$ близка к теоретической формуле галлуазита. Первичная природа рассматриваемых прослоев не совсем ясна. Учитывая, однако, широкое развитие в разрезе древних толщ явлений эпигенетической каолинизации и диккитизации, представляется вероятным связывать с этими же процессами формирования каолинит-галлуазитовых прослоев за счет преобразования пеплового, витрокластического материала.

Алевритовые аргиллиты

Алевритовые аргиллиты развиты преимущественно в нижней части калюсских слоев, где они перемежаются с подчиненными им прослоями алевролитов, реже алевритистых аргиллитов и содержат линзы и линзовидные пропластки песчаников.

По внешнему облику алевритовые аргиллиты довольно разнообразны. Это плотные пелитовые породы, то неясно, то отчетливо слоистые, нередко слюдистые, окрашенные в зеленоватые или буровато-серые тона с коричневыми оттенками.

Алевритовый материал, составляющий от 20 до 40% породы, погружен в дисперсно- и тонкочешуйчатую глинистую основную массу. Распределение его неравномерное, линзовидно-слоистое. Обломочные зерна (преимущественно изометричные, угловатые, а иногда оскольчатые) представлены кварцем и, реже, полевыми шпатами.

Глинистое вещество в проходящем свете окрашено в зеленоватый цвет. Оно состоит из дисперсных чешуек гидрослюд с оптически сходной ориентировкой и хлорита. Глинистая основная масса содержит значительное количество (10—15%) листочков сильно измененных слюдистых минералов, представленных главным образом гидратизированным и частично обесцвеченным биотитом и реже хлоритом, переходящими в каолинит. Переход биотита в каолинит нередко наблюдается в пределах одной пластинки.

Из аутигенных минералов присутствуют редкие выделения глауконита округлой и овальной формы с микроагрегатной структурой, окрашенные в густой зеленый цвет, мелкая вкрапленность пирита, а также неправильной формы образования тонкоагрегатного кальцита.

Глинистая масса интенсивно корродирует и замещает обломочные зерна преимущественно в направлении, перпендикулярном слоистости. Некоторые разновидности аргиллитов содержат относительно крупные листочки бурого биотита, частично замещенного дисперсным глинистым веществом гидрослюдистого состава, частично измененного в хлорит. В темноокрашенных разновидностях встречаются волокнистые органического вещества и отмечается обильная тонкая вкрапленность пирита, иногда локализуемая в волнистые микрослойки толщиной около 0,01 мм.

Алевролиты с крупно- и монокристаллическим кальцитовым цементом

Алевролиты встречаются в виде линзовидных прослоев среди аргиллитов и алевролитовых аргиллитов. Мощность их обычно невелика и не превышает первых десятков сантиметров.

По внешнему виду это — плотные серые тонкозернистые слюдястые породы, бурно вскипающие с кислотой.

Алевритовый материал (55—60%) представлен угловатыми, интенсивно корродированными зернами кварца (60—65%), реже полевых шпатов (10—15%), микроагрегатного хлорита (10%), листочками биотита буроватой окраски, зеленого хлорита (10%) и единичными чешуйками мусковита.

Биотит интенсивно изменен: гидратизирован, частично замещен тонкочешуйчатым глинистым веществом гидрослюдистого типа. Гидрослюды иногда, в свою очередь, замещены хлоритом. Преобразование слюд в гидрослюды, а гидрослюд в хлорит сопровождается интенсивной коррозией обломочных зерен и замещением их глинистыми минералами. Цемент базальный, пойкилитового типа, представлен кальцитом (35—40%) крупнокристаллическим, нередко монокристаллическим, с повышенным содержанием марганца. Этот кальцит интенсивно корродирует и замещает обломочные зерна. В глинистой и кальцитовой массе породы в большом количестве присутствует пирит в форме вкрапленности и мелких стяжений.

Фосфоритомосные песчаники с базальным кальцитовым цементом

Описываемые песчаники в виде линз и линзовидных прослоев приурочены к самой нижней части калюсских слоев. Они находятся обычно среди алевритовых аргиллитов. Мощность прослоев, как правило, незначительна и не превышает 10 см, протяженность их ограничена и исчисляется десятками сантиметров, изредка достигая 1—2 м. Роль этих пород в строении горизонта ничтожна.

Песчаники представляют средне- и мелкозернистые породы зеленовато-серого цвета, нередко с коричневатыми оттенками. Обломочные зерна, составляющие около 60—70% породы, представлены кварцем (70%), полевыми шпатами (10%), галечками песчаных фосфоритов и хорошо окатанными фосфоритовыми конкрециями шарообразной формы, размером около 0,5—3,0 мм. Изредка встречаются неправильные зерна и выделения ярко-зеленого микроагрегатного и пластинчато-спайного глауконита.

Обломочные зерна цементируются крупнокристаллическим марганцовистым кальцитом. Последний то выполняет поровые промежутки, то образует базального типа выделения, пойкилитовидно включающие обломочный материал. Кальцит энергично корродирует и замещает обломочные зерна кварца, а особенно полевых шпатов, и фосфатные галечки. Марганцовистость кальцита устанавливается по его высокому показателю преломления ($N_D = 1,678$) и качественными химическими реакциями. В массе кальцита нередко находятся остроромбовидные кристаллы сидерита. Выделения пирита наблюдаются в форме мелких правильных гексаэдрических кристалликов, округлых зернышек и неправильных агрегатов. Они образуют оторочки вокруг сидерита, замещая его с периферии. Обильно пиритизированы с периферии также и фосфатные галечки.

Песчаники с регенерационным кварцевым, диккит-каолиновым и кальцитовым цементом

Помимо описанных выше песчаников, среди небольших линзовидных прослоев, приуроченных к основанию калюсских аргиллитов, наблюдаются олигомиктовые песчаники с регенерационным кварцевым, диккит-каолиновым и кальцитовым цементом.

Эта разновидность, представленная среднезернистыми грязновато-серыми, слегка зеленоватыми породами, как по внешнему виду, так и по

микроскопическому своему облику идентична песчаникам, широко развитым в ярышевских и реже в джуржевских слоях. Детальное описание этих пород приводилось выше, поэтому здесь мы ограничимся лишь упоминанием их основных характерных особенностей.

По минеральному составу рассматриваемые породы отличаются невысоким содержанием полевых шпатов (около 5, реже до 10%) и обилием крупных пластинок биотита (до 15%). Глауконоит содержится в небольшом количестве в виде овальных зерен, замещает биотит и в этом случае характеризуется пластинчато-спайной структурой. Он развивается вдоль трещин спайности микроклина или образует прожилки в обломочном кварце.

При незначительном развитии конформных структур в песчаниках широко распространена регенерация зерен кварца, приводящая к появлению псевдогранобластических или сходных с ними агрегатов при полном отсутствии признаков регенерации микроклина и плагиоклаза.

Биотит гидратизирован и превращен в веерообразные и гармошковидные кристаллы, которые вырастают в регенерационный кварц. Интенсивно проявляются процессы каолинизации и диккитизации. Диккит и каолинит, образующие неразличимую в шлифах смесь, развиваются по биотиту и замещают последний, образуя псевдоморфозы, а значительно чаще пакетобразные агрегаты, пронизывающие листочки вдоль пинакоидальной спайности пластинок. Диккитом и каолинитом замещаются также зерна плагиоклаза и реже аутигенный кварц.

Нередко присутствует марганцевый кальцит с повышенным светопреломлением ($N_o = 1,678$). Последний корродирует и частично замещает обломочные зерна, регенерационный кварц, а иногда также и каолиновые минералы.

Карбонатные образования с фунтиковой текстурой

Среди аргиллитов рассматриваемых слоев широко распространены своеобразные карбонатные образования с фунтиковой текстурой («конус-в-конус»). Указанные образования представляют плоские линзообразные тела мощностью от 1 до 50 см; в течение ряда лет их рассматривали как известковые прослои. В 1953 г. при изучении керна Каушанской скважины мы установили, что образования подобного типа секут слоистость и, следовательно, являются эпигенетическими телами линзовидной и пластинчатой формы.

В Подольи описываемые образования большей частью залегают согласнo слоистости аргиллитов или под незначительным углом к ней (обычно несколько градусов), вследствие чего секущая форма залегания этих тел распознается с трудом. М. Ф. Стащук (1958) наблюдал карбонатные образования с фунтиковой текстурой (которые он именует «роговыми мергелями»), секущие слоистость под углом от 15 до 60°. Указанные наблюдения свидетельствуют о позднем эпигенетическом происхождении рассматриваемых образований. Описываемые плиткообразные тела распадаются на отдельные конусы и соответствующие им «чашечки» (табл. I, 1, 2). Конусы обращены навстречу один другому. Величина и форма конусов разнообразна. Высота их варьирует от нескольких миллиметров до 10 см. Диаметр основания обычно составляет 1—2 см, иногда же достигает 20 см. Апикальные углы меняются от 30 до 60°. Наблюдаются образования, состоящие из множества параллельно сросшихся недоразвитых конусов. Каждый конус, в свою очередь, распадается на серию вложенных один в другой конусов уменьшающегося размера. Конусы разъемные, и поверхность их покрыта глинистыми пленочками.

Микроскопические исследования показали, что эти образования состоят из столбчатых кристаллов кальцита, конически заостренных

и покрытых тонкими пленками хлоритоподобного глинистого вещества. Сложный структурный узор, который присущ этим образованиям, хорошо различим на прилагаемой фотографии (табл. XXII, 3). Кальцит марганцевый и обладает высоким светопреломлением ($N_o = 1,678$).

Из приведенных анализов (табл. 20) видно, что рассматриваемые карбонатные образования сложены марганцевым кальцитом, в котором содержание родохрозитовой молекулы значительно и составляет около 10—11%. Несмотря на заметные различия в содержании глинистых продуктов, соотношения CaO и MnO в различных образцах, отобранных в разных районах, близки.

Т а б л и ц а 20

Химический анализ карбонатных образований
(по Крашенинниковой, 1956)

Окислы	с. Лядава. Левый берег Днестра	с. Липчаны. Левый берег Днестра	с. Малие- вецкая
SiO_2	3,53	14,35	6,51
TiO_2	0,02	0,10	0,04
Al_2O_3	Нет	4,09	0,99
Fe_2O_3	1,80	3,99	2,00
MnO	5,46	4,0	5,13
CaO	48,18	38,78	45,65
MgO	0,39	0,69	0,37
P_2O_5	Следы	0,10	0,02
SO_3	0,02	0,50	0,50
П. п. п.	39,39	30,71	37,45
H_2O (гигр.)	0,15	0,39	0,22
С у м м а	98,94	98,70	98,88

Привлекает к себе внимание тот факт, что марганецсодержащим является кальцит, слагающий цемент в песчаниках всех стратиграфических подразделений рассматриваемых толщ, хотя содержание марганца в нем варьирует в широких пределах. Эта особенность, как представляется, указывает и на генетическое сходство рассматриваемых карбонатных тел и кальцита, образующего цемент песчаников, эпигенетическая природа которого не вызывает сомнений.

Карбонатные пластовые или субпластовые жилы нередко залегают в той же части пачки аргиллитов, где прослеживаются фосфоритовые конкреции, негативные отпечатки которых отмечаются в фунтиковых карбонатных телах. Поскольку кальцит, выполняющий внутренние полости в фосфоритовых конкрециях, содержит марганец в количестве, близком к содержанию его в описываемых образованиях, можно полагать, что этот карбонат, выполняющий полости в конкрециях, и кальцит, слагающий жилные тела, кристаллизовались из эпигенетических растворов. Таким образом, фунтиковые карбонатные тела могут рассматриваться как образования, фиксирующие пути циркуляции растворов в аргиллитовой толще.

Своеобразный структурно-текстурный облик и «фунтиковое» строение по всем данным обусловлены особенностями кристаллизации кальцита под давлением.

Фосфоритовые конкреции Подолии своей необычно правильной формой, своеобразием минерального состава и структуры, а также наличием проявлений свинцовой и цинковой минерализации издавна привлекали к себе внимание исследователей. Этим образованиям посвящена обширная литература и ряд специальных исследований. О фосфоритовых «каменных шарах» и находящемся в них гаалените писал еще в 1862 г. Н. Д. Борисяк, а в 1869 г. А. Альт. Описания этих образований приводятся в работах М. П. Мельникова (1886), Я. В. Самойлова, В. Н. Чирвинского (1905). Вопросам минералогии и генезиса подольских фосфоритов и связанных с ними сульфидов свинца, цинка и меди были посвящены детальные исследования, проводившиеся Е. К. Лазаренко (1947), М. М. Константиновым (1954), а также две монографические работы: Е. П. Фурман (1953, 1954) и Ф. М. Малиновского (1955).

Не ставя себе, в силу этого, задачу подробного исследования и описания фосфоритов, ограничимся характеристикой основных их черт, обратив внимание лишь на особенности, связанные с процессами эпигенеза.

Фосфоритовые конкреции обладают правильной шарообразной формой, грубошероховатой и бугорчатой поверхностью. Иногда такие шары слегка сплющены в направлении, перпендикулярном слоистости. Диаметр их весьма различен и варьирует от долей сантиметра до 20 см, но, по-видимому, может достигать и больших размеров. Так, В. Н. Чирвинский отмечал в районе с. Крутобородинцы переотложенные фосфоритовые шары диаметром до 0,5 м.

Во вмещающих аргиллитах фосфориты группируются в ряды-горизонты, ориентированные строго по слоистости. Расстояние между горизонтами колеблется в широких пределах: от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Число таких горизонтов в далеко отстоящих обнажениях различно и достигает 10 (Фурман, 1954). Конкреции в пределах каждого такого горизонта обладают близкими размерами и удалены один от другого на некоторое расстояние, которое более значительно между крупными конкрециями, мелкие же образования находятся в пределах ряда более кучно. Ряды-горизонты, содержащие наиболее крупные конкреции, приурочены к средней и нижней частям толщи; вверх по разрезу размер конкреций уменьшается. В верхних горизонтах конкреции средних и мелких размеров иногда срастаются между собой в двойники, тройники и т. д. В ряде случаев возникают своеобразные сплошные фосфатные линзы размером до нескольких метров по простиранию, состоящие из большого числа сросшихся сфер. В районе сел. Липчаны в береговом обрыве Днестра В. Н. Чирвинский описал прослой, состоящий из ряда плотную примыкающих одна к другой фосфоритовых конкреций, протяжением в 100—120 м (Фурман, 1954).

М. Ф. Стащук уделил особое внимание вопросам распределения фосфоритовых конкреций в аргиллитовой толще. Основываясь на подсчетах количества конкреций и их размеров, он составил диаграммы, судя по которым фосфоритность аргиллитов, размеры конкреций и характер их распределения в далеко отстоящих разрезах существенно различны.

В средних частях разреза число конкреций обычно максимально и иногда возрастает в его верхних частях. Размеры конкреций наиболее значительны в средних и, реже, в нижних рядах-горизонтах. Максимальная фосфоритность приходится на среднюю часть толщи.

По данным Р. Р. Выржиковского (1928), в окрестностях с. Великий Кужелов в средних частях аргиллитовой толщи на один кубический метр породы приходится 7,5 кг фосфоритов, а в верхних — около 1,8 кг. К югу от с. Миньковцы в средних частях толщи содержится 6,9—8 кг фосфоритов на 1 м³ аргиллитов, а в нижних частях всего 1,7 кг на 1 м³.

Поверхность конкреций бугристая и шероховатая из-за различной длины радиально расположенных фосфатных лучей, образующих конкрецию. Слоистость в аргиллитах, вмещающих фосфориты, обгибает конкреции и приобретает концентрически-скорлуповатое расположение. При извлечении фосфоритового шара из заключающего его аргиллита в последнем остается гнездо с гладкими, иногда несколько заохренными стенками. Эти соотношения позволяют считать, что конкреции формировались в то время, когда вмещающие их аргиллиты представляли нелитифицированные или неполностью литифицированные осадки, т. е. в диagenезе.

Рассматриваемые конкреции обладают радиально-лучистой структурой. Лучи образованы криптокристаллическим фосфатным веществом, в котором тонко распылены дисперсные частицы глинистого и органического вещества; в периферических зонах количество их возрастает. Участками фосфат раскристаллизован и образует сферолитовые агрегаты и короткопризматические кристаллы с гексагональным поперечным сечением (табл. XXII, 1, 5). Фосфатное вещество конкреций по минеральному составу отвечает фторапатиту (Schwakhöfer, 1871; Фурман, 1954).

Внутри фосфоритовых конкреций обычно имеются небольшие полости звездчатой формы. Вдоль лучей конкреций наблюдаются продолговатые каналцы с округлым, неправильным, овальным и треугольным сечениями, нередко расширяющиеся к периферии стяжения (табл. XXII, 4, 7). Вдоль полости фосфатное вещество обычно перекристаллизовано. Последнее либо приобретает призматическую структуру, либо образует каемки с концентрически-зональным и радиально-лучистым строением, с признаками колломорфной структуры и резко отличается по своему облику от основной массы фосфатного вещества конкреций (табл. XXII, 5, 6).

Аналогичные фосфатные новообразования наблюдаются и в полостях переотложенных конкреций. Они в свое время анализировались В. Н. Чирвинским, который пришел к выводу, что эти образования представляют карбонатапатит, получивший название подолита. Е. П. Фурман (1954), проведя детальное химическое и рентгенографическое изучение, пришла к заключению, что фосфатные новообразования в подольских конкрециях являются гидросилапатитом и некоторый недостаток ОН в них возмещается F и CO_2 .

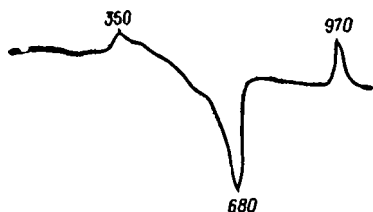
Глинистое вещество, заключенное в фосфоритах в форме тонкорассеянных дисперсных чешуек, а реже неправильных участков, порой с причудливо изгибаемыми очертаниями, частично перекристаллизовано и образует агрегаты частиц с одинаковой оптической ориентировкой и высокой интерференционной окраской. Оно обычно содержит фосфатное вещество и обладает бурой окраской. Как показали исследования, глинистое вещество по минеральному составу идентично аргиллитам вмещающей толщи и представлено преимущественно гидрослюдами и хлоритом.

В форме инкрустации на стенках полостей, а реже в виде выполненных пустоток наблюдаются игольчатые кристаллы, пакетики, радиально-лучистые сферолиты то бесцветные, то окрашенные в изумрудно- и лувовично-зеленый цвет, представленные водными алюмофосфатами из группы варисцита (табл. XXII, 2). Они нередко включены в кварц, иногда замещают фосфатное вещество и выполняют мелкие поры и каналцы. Показатель преломления этого минерала колеблется от 1,610 до 1,640, двупреломление от 0,003 до 0,012. Удлинение положительное.

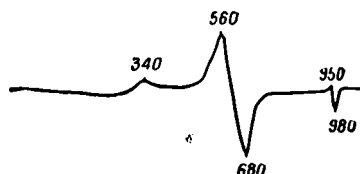
Изредка в фосфатных конкрециях находится пирит и, крайне редко, глауконит. Пирит образует тонкую вкрапленность, рассеянную в фосфатной массе конкреций. Глауконит выполняет мелкие щелевидные пустотки, но тем не менее представляет, возможно, более раннее образование. Он окрашен в бледно-зеленый цвет и ему присуща типичная для этого

минерала микроагрегатная структура. Глауконит замещается диккитом, который в этом случае наследует бледно-зеленую окраску.

Центральные полости конкреций и мелкие пустотки вдоль фосфатных лучей выполнены вторичными минералами (табл. XXII, 1, 2, 4, 6, 7; XXIII, 2, 4) — кальцитом, кварцем, халцедоном, диккитом, реже галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. Е. П. Фурман отмечает, помимо указанных минералов, присутствие в незначительном количестве ковеллина, халькозина, куприта, малахита, замещающих халькопирит, гидроокислов железа и марганца, церуссита и англеизита, образующихся по галениту.



Фиг. 14. Термокривая диккита из фосфоритовой конкрекции



Фиг. 15. Термокривая диккита из фосфоритовой конкрекции. В качестве эталона — каолинит

Диккит¹ широко распространен в фосфоритовых конкрециях. Выделения его выполняют как центральные звездчатые пустотки, так и продольные промежутки между фосфоритовыми лучами, причем в наружных частях конкреций диккит, как правило, более обилен. Он образует прозрачные, в шлифах бесцветные, агрегаты, состоящие из мелких чешуек и, заметно реже, из нескольких более крупных пакетобразных кристалликов. Показатели преломления: $N_g = 1,565$; $N_p = 1,559$; $N_g - N_p = 0,006$. Заметно реже встречается диккит, замещающий глинистое вещество, а, возможно, также и глауконит. Последний обладает бледно-зеленоватой окраской и более высоким показателем преломления (около 1,570). Диккит однозначно устанавливается по термокривым, на которых отчетливо выражен эндотермический эффект при температуре 680°С, свойственный этому минералу, и экзотермический эффект при температуре 970°С, характерный для минералов каолиновой группы (фиг. 14). Различия между описываемым минералом и каолинитом особенно наглядно проступают при термоанализе, проведенном по предложенному нами методу, когда в качестве «инертного» вещества — эталона принимается известный минерал, с которым сравнивается испытуемый (фиг. 15). Каолинит и описываемый минерал реагируют при различных температурах, при этом и экзотермические эффекты в обоих минералах не совпадают, а несколько смещены один относительно другого. Небезынтересно отметить, что в отличие от диккита, содержащегося в песчаниках, диккит, выполняющий поры в фосфоритовых конкрециях, не обнаруживает примеси каолинита.

Кварц сравнительно редок и присутствует в небольшом количестве. Он выполняет некоторые продольные полости между фосфатными лучами. Выделения его иногда полностью выполняют пустотки, иногда же выстилают лишь стенки последних и сопровождаются перекристаллизацией фосфатного и реже глинистого вещества. Кварц прозрачен, бесцветен, с нормальным погасанием, но иногда в нем заметны следы радиально-лучистой структуры, что свидетельствует о его возникновении за счет перекристаллизации халцедона (табл. XXIV, 2). Кварц иногда интенсив-

¹ В более ранних исследованиях, в том числе в специальных (Фурман, 1953, 1954; Константинов, 1954) этот минерал принимался за каолинит.

но корродирован диккитом (табл. XXII, 8), который, разъедаая кварц, образует по нему агрегаты. Иногда кварц находится лишь в форме причудливых реликтов.

Значительно реже встречаются выделения халцедона с характерной радиально-лучистой, а иногда сферолитовой структурой то с положительным, то с отрицательным удлинением (табл. XXIII, 4).

Наряду с диккитом, широко распространен кальцит. Выделения его выполняют как продольные, так и звездчатые пустотки конкреций (табл. XXII, 6). Кальцит обычно окрашен в бурый цвет и отличается сильным блеском. Микроскопические исследования обнаруживают присущее ему высокое светопреломление ($N_o = 1,678-1,680$), указывающее на присутствие родохрозитовой молекулы. Высокое содержание марганца устанавливается качественными и количественными химическими анализами. Кальцит не только выполняет пустотки, но нередко замещает фосфатное вещество конкреций, приобретая в этом случае в проходящем свете желтовато-бурю окраску. Выделения кальцита нередко резорбируют кварц или выполняют промежутки, инкрустированные выделениями кварца, что позволяет однозначно установить последовательность выделения этих минералов.

Сульфиды сравнительно редки. Наиболее широко распространен галенит, заметно реже присутствует сфалерит, а иногда, обычно в ничтожных количествах, встречается халькопирит. Наряду с сульфидами свинца, цинка и меди, отмечаются выделения пирита. Пирит, сопровождающий указанные сульфиды, представляет иную генерацию, нежели пирит, присутствующий в форме вкрапленности в фосфатном веществе конкреций. Он предшествует выделениям кварца, образуя в нем прекрасно ограниченные пентагонально-додекаэдрические идиоморфные кристаллы (табл. XXIII, 2).

Сульфиды часто выполняют как звездчатые пустотки, так и продольные каналцы между фосфоритовыми лучами. Выделения их обнаруживают отчетливую ксеноморфность по отношению к прекрасно ограниченными кристаллами кварца.

В тех случаях, когда галенит полностью выполняет полости, он имеет неправильную форму. В звездчатых, центральных полостях конкреций галенит нередко инкрустирует стенки, образуя прекрасно ограниченные кристаллы кубического облика, до 1 см в ребре. Изредка галенит отмечается и вне конкреций. В районе с. Соколец мы наблюдали тонкую примазку галенита (размером $3 \times 2 \times 1$ мм) на внешней поверхности фосфоритовой конкреции. М. Ф. Стащук описал выделение галенита в форме прожилка толщиной около 0,5 мм, протянувшегося вдоль поверхности срастания двух фосфоритовых конкреций.

Сфалерит попадается изредка и представлен как светлыми маложелезистыми разновидностями (клеюфаном), так и густо-коричневыми, обычно содержащими повышенное количество кадмия (0,35—0,59%). Он встречается как совместно с галенитом, так и вне связи с ним. Сфалерит выстилает стенки полостей, проникая в форме причудливых выделений в каналцы, иногда же образует кристаллы скелетного облика. Известны случаи замещения сфалеритом фосфатного вещества конкреций и замещения кальцитом сфалерита. Халькопирит и пирит также редки. Халькопирит присутствует в виде мелкой вкрапленности в центральных частях конкреций, ассоциируя с другими сульфидами. Характерные особенности указанных минералов неоднократно освещались в печати.

Сульфидная минерализация развита отнюдь не повсеместно. Обычно наиболее интенсивно минерализованы конкреции, залегающие в верхних горизонтах толщи и характеризующиеся средними размерами (5—10 см), а также конкреции, срастающиеся в плитообразные линзы. В крупных конкрециях, находящихся в нижней части толщи, сульфиды свинца и

цинка не наблюдаются вовсе или присутствуют в исчезающе малом количестве. Как показали многочисленные спектральные анализы, в аргиллитах, вмещающих фосфоритовые конкреции, свинец и цинк отсутствуют или обнаруживаются в тысячных долях процента.

Согласно Е. П. Фурман (1953), перечисленные минералы, выполняющие внутренние полости конкреций подольских фосфоритов, возникли в результате эпигенетического отложения вещества из гипергенных растворов и не связаны с формированием фосфатного вещества самих конкреций, как это предполагают другие исследователи. Е. П. Фурман отмечает такую последовательность выделения вторичных минералов: раскристаллизация фосфатного вещества, выделение галенита, сфалерита и халькопирита, кристаллизующихся из растворов одновременно, отложение кальцита, образование церуссита по галениту и вторичных медных минералов по халькопириту; последним выделялся каолинит.

Наши наблюдения позволяют внести в этот ряд некоторые коррективы. Вслед за перекристаллизацией фосфата, сопровождающейся частичной перекристаллизацией глинистого вещества, отлагались пирит, халцедон и кварц. С выделением кварца связана кристаллизация алюмофосфатов. Далее из растворов выпадали сульфиды меди, свинца, цинка. Вслед за сульфидами кристаллизовался диксит. Последним выделялся марганцевый кальцит, частично замещавший ранее выделившиеся сульфиды, кварц и фосфатное вещество.

В зоне гипергенеза марганцевый кальцит высвобождает в результате выщелачивания марганцевые гидроокислы.

КАНИЛОВСКИЕ СЛОИ

Каниловские слои, венчающие разрез доордовикских отложений Приднестровья, представлены мощной (140—160 м) толщей терригенных пород, среди которых преобладают разнообразные, обычно слюдистые, алевролиты. Значительно реже встречаются аргиллиты и песчаники, преимущественно мелкозернистые, связанные с алевролитами постепенными переходами.

Окраска пород, слагающих рассматриваемые слои, пестрая: серая, зеленовато-серая, серовато-зеленая, буроватая, бурая и шоколадно-коричневая. Она обусловлена исходным содержанием в осадке гидроокислов железа и соотношением их с органическим веществом, определяющим интенсивность восстановительных процессов в диагенетическую стадию.

Частая перемежаемость пород, косо- и волнистослоистый текстурный облик, наличие на поверхностях наложения волноприбойных знаков и ряби мелководья, а также некоторые минералогические их особенности свидетельствуют о прибрежно-морских условиях накопления рассматриваемых отложений. Отметим, кстати, что эти представления согласуются с выводами исследователей, ранее изучавших разрезы Приднестровья, в том числе и В. П. Курочки (1959), уделившего особое внимание изучению текстур пород и выяснению фациальной обстановки формирования доордовикских свит.

По минеральному составу породы каниловских слоев довольно разнообразны: среди них выделяются олигомиктовые, полевошпатово-кварцевые и полимиктовые разновидности. Присутствие то небольшой, то существенной примеси обломков эффузивных пород кислого и основного состава, а также метаморфических сланцев, и наличие пород, состоящих преимущественно из таких компонентов, является характерной особенностью каниловских слоев. Таким образом, породы, слагающие каниловские слои, уже по исходному своему составу существенно отличаются от пород расположенной ниже части разреза отсутствием типичных аркозовых ассоциаций, столь характерных для песчаных образований могилев-

ской и нижней половины ушпикой свит. Здесь преобладают, с одной стороны, олигомиктовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, обычно с заметным или значительным содержанием биотита, с другой, — полимиктовые разности, содержащие обломки эффузивных и кремнистых пород, филлитов и метаморфических сланцев то в виде небольшой примеси, то в значительном, соизмеримом с другими компонентами, количестве. Изменение состава седиментогенных ассоциаций свидетельствует либо о появлении в каниловское время новых областей сноса, либо о вовлечении в размыв комплексов пород существенно иного петрографического состава. Следует отметить что некоторые полевошпатово-кварцевые песчаники, хотя и отличаются от аркозов не только соотношением кварца и полевых шпатов, но и более основным составом плагиоклаза, все же обнаруживают родственные черты с аркозами расположенной ниже части разреза. Эта родственность подчеркивается идентичностью акцессорных минералов. Кроме того, здесь находятся также своеобразные полимиктовые туфогенные алевролиты, поразительно сходные с алевролитами и песчаниками кровли ярышевских слоев, возникшими за счет размыва эффузивных пород основного состава.

Все это позволяет полагать, что различия в составе каниловских слоев и расположенной ниже части разреза обусловлены появлением в это время дополнительных областей сноса, сложенных эффузивными породами и метаморфическими сланцами. Некоторые данные изучения пород каниловских слоев Каушанской и Мирнинской скважин позволяют считать, что исходные материнские породы находились южнее или юго-западнее Приднестровья.

Эпигенетические преобразования пород каниловских слоев в общих своих чертах подобны тем, которые наблюдались в породах других более древних стратиграфических подразделений. Вместе с тем, изменения, присущие рассматриваемым породам, отличаются рядом специфических черт, обусловленных как своеобразием исходного состава осадков, так и иной обстановкой преобразования. Ниже приводится краткое описание наиболее характерных для рассматриваемых отложений типов преобразованных пород.

Алевритовые аргиллиты

Алевритовые аргиллиты слагают довольно мощную (12 м) пачку пород, приуроченную к нижней части разреза каниловских слоев. Помимо того, эти породы отмечаются в виде отдельных маломощных прослоев (от нескольких сантиметров до нескольких дециметров), перемежающихся с прослоями алевролитов, алевропесчаников и мелкозернистых песчаников.

Алевритовые аргиллиты — микрослоистые породы зеленовато-серого и реже серовато-зеленого цвета, часто плитчатые, с шероховатым изломом и умеренной крепостью.

Алевритовый материал, равномерно рассеянный в глинистой массе, составляет около 25—35%, а глинистая основная масса — 65—75% породы. Размер алевритовых зерен колеблется от 0,01 до 0,1 мм. Основную массу породы образует агрегат глинистых минералов, в проходящем свете окрашенный в зеленовато-бурые тона.

Обломочные зерна представлены главным образом кварцем. В меньшем количестве присутствуют зерна плагиоклаза, микроклина и изредка обломочки основной массы кислых эффузивных пород. Форма зерен угловатая, осколчатая, лишь изредка попадаются зерна со сглаженно-угловатыми очертаниями.

В заметном количестве (10—15%) присутствуют листочки биотита размером 0,05—0,15, иногда до 0,5 мм. Одни пластинки биотита разбуха-

ют, приобретая веерообразную форму, и переходят в гидробиотит и вермикулит; при этом плеохроизм их ослабевает, а интерференционная окраска становится менее яркой. Другие пластинки замещаются тонко- и дисперсно-чешуйчатым агрегатом гидрослюд. Мелкие и крупные пластинки биотита, сохраняя свою форму, замещаются хлоритоподобным минералом с коллоидной структурой и яркой интерференционной окраской. Хлоритоподобный минерал и триоктаэдрические гидрослюды интенсивно корродируют и замещают обломочные зерна. Особенно значительному замещению подвергаются зерна плагиоклаза, в которых дисперсные глинистые продукты иногда развиваются преимущественно по одной системе двойников. Кроме указанных процессов вторичных изменений пород, необходимо отметить альбитизацию некоторых обломочных зерен плагиоклаза, окисляющую их периферийные части.

Песчаники с регенерационным кварцевым, дикиит-каолининовым и кальцитовым цементом

Эти песчаники развиты преимущественно в нижних частях разреза, где они перемежаются с разномерными песчаниками и алеврититами других типов. Это крупно- и среднезернистые породы серого цвета с зеленовато-желтоватым оттенком, испещренные мелкими белыми пятнышками каолининовых агрегатов. Крепость пород высокая, пористость умеренная, излом неровный, зернистый. В некоторых разновидностях каолининовые минералы отсутствуют и порода приобретает тогда кварцитовидный облик. Такие кварцитовидные песчаники обладают очень высокой крепостью и низкой пористостью.

По минеральному составу описываемые породы олигомиктовые. В них резко преобладает кварц (около 90%), в незначительном количестве находится микроклин (3—5, иногда до 10%); зерна плагиоклаза и листочки биотита редки. Акцессорные минералы представлены окатанными зернами циркона.

Размер обломочных зерен колеблется от 0,2 до 1,5 мм, при заметном преобладании фракции 0,5—0,8 мм. Обломочные зерна большей частью изометричные, окатанные. Лишь иногда встречаются сглаженно-угловатые зерна микроклина.

Цемент песчаников неоднородный: в одних участках он регенерационно-кварцевый, в других — дикиит-каолининовый или кальцитовый. Некоторые разновидности пород цементируются только регенерационным кварцем (табл. XXIII, 1).

Песчаники глубоко изменены. В точках соприкосновения зерна кварца нередко обнаруживают признаки растворения с развитием конформных структур. Наряду с растворением под давлением, широко развиты явления регенерации кварцевых зерен. Обломочные их контуры очерчиваются цепочками дисперсных включений жидкости, а также пленочками и включениями гидрослюдистых минералов. Структурные дефекты — волнистое угасание, а также неправильные, лапчатые ограничения в бластических агрегатах обломочных зерен — часто переходят в регенерационную кайму. В участках, где регенерационная кайма вокруг кварцевых зерен развивается навстречу от одного зерна к другому, возникают прямые полиэдрические границы, и зерна в этих местах приобретают правильную огранку (табл. XXIII, 1).

Однако необходимо отметить, что количество регенерированного кварца существенно превышает количество растворившегося при развитии конформных структур. Таким образом, при развитии явлений регенерации, по-видимому, имело место поступление кремнекислоты извне.

Редкие зерна микроклина и плагиоклаза не обнаруживают признаков конформного растворения и не регенерированы. Они корродируются гид-

рослюдистыми минералами цемента, проникающими и замещающими их вдоль трещин спайности. Помимо того, полевые шпаты корродируются, а иногда замещаются аутигенным кварцем (табл. XXIV, 4) и, особенно, кальцитом.

Листочки биотита значительно изменены: они аморфизованы и замещены землистыми бурыми продуктами, а также дисперсно-чешуйчатыми гидрослюдами зеленоватой окраски.

Гидрослюдистый цемент, местами сохранившийся в отдельных поровых промежутках, представляет тонкочешуйчатый агрегат с высоким светопреломлением и зеленоватой окраской и двупреломлением в желтоватых тонах. Частично он представлен седиментогенным глинистым веществом, а частично возникает, по-видимому, за счет изменения биотита. Гидрослюдистый цемент обычно замещен каолинитом и диккитом, которые в тесном срастании образуют характерные пакетобразные и гармошковидные кристаллики размером от 0,01 до 0,03 мм. Эти минералы интенсивно корродируют обломочные зерна (табл. XXXII, 1). Каолинизация гидрослюдов сопровождается выносом кремнезема, который частично продолжал регенерацию кварца. Об этом свидетельствуют включения каолинита и диккита в периферических зонах регенерационных каемок.

В некоторых разновидностях песчаников кальцит развит широко, составляя до 15% породы. Он замещает обломочные зерна полевых шпатов, от которых часто остаются лишь причудливые реликты (табл. XXIII, 5). Кальцитовый цемент интенсивно корродирует и нередко нацело замещает кварцевые зерна, реликты которых распознаются в кальците по сохраняющейся гидрослюдистой каемке, очерчивающей контуры бывшего обломочного зерна. Некоторым кварцевым зернам, контактирующим непосредственно с кальцитом, присущи правильные кристаллографические ограничения. Правильная кристаллическая огранка обусловлена в одних случаях дифференциальным растворением, при котором выявляются кристаллические грани, в других — переотложением перешедшего в раствор кремнезема (при замещении других обломочных зерен кальцитом) в виде регенерационных каемок (табл. XXV, 5). Выделения кальцита выполняют также поровые промежутки и частично замещают каолинит и диккит.

Кремнезем, перешедший в раствор при замещении обломочных зерен кварца и полевых шпатов, помимо частичной регенерации, иногда выполняет поровые промежутки, включая в себя многочисленные кристаллики каолиновых минералов (табл. XXIV, 1). Этот более поздний кварц отчетливо ксеноморфен по отношению к регенерационному.

Песчаники и алевролиты с гидрослюдисто-шамозитовым цементом

Песчаники и алевролиты с гидрослюдисто-шамозитовым цементом развиты преимущественно в нижней части разреза какиловских слоев. Это серо-зеленые, буро-зеленые грубоплитчатые разнозернистые породы с неровным зернистым изломом в песчаниках и шероховатым в алевролитах. Рассматриваемые породы плохо отсортированы, резко разнозернисты. В песчаниках размер обломочных зерен колеблется от 0,01 до 1 мм, с преобладанием фракции 0,1—0,5 мм. В алевролитах размер зерен варьирует от 0,01 до 0,25 мм с преобладанием частиц размером от 0,05 до 0,12 мм. Зерна — угловатые, полуокатанные, реже оскольчатые. С увеличением размеров зерен степень их окатанности возрастает. Породы состоят преимущественно из кварца (70—80% обломочной части), микроклина (10—15%) и биотита (1—5%). Попадаются единичные зерна плагиоклаза, представленного альбитом (№ 6—8), и обломочки кремнистых пород. Цемент пород базальный, глинистый. В составе последнего, наряду с дисперсными пелитовыми продуктами, находятся в заметном количестве мелкие и крупные чешуйки биотита.

В алевролитах цементирующая масса замещена колломорфным шамозитом с концентрической структурой. Шамозит замещает, помимо дисперсных и тонкочешуйчатых минералов цемента, также и крупные листочки биотита, реликтовые контуры которых удается различить. Шамозит интенсивно корродирует обломочные зерна. В проходящем свете он окрашен в зеленый и буровато-зеленый цвет и обладает заметной интерференционной окраской в желто-оранжевых тонах. В ориентированных агрегатах показатель преломления: $Ng' = 1,612$; $Np' = 1,603$. На электронно-микроскопических снимках различаются непрозрачные изометричные скопления, соответствующие шамозиту, и тонкие, удлинённые, хорошо окристаллизованные пластинки гидрослюд. Рентгеноструктурный анализ (табл. 21) показал наличие шамозита и гидрослюда, скорее всего диоктаэдрического типа. Характерные для обычных хлоритов линии (14 Å) отсутствуют.

Таблица 21

Межплоскостные расстояния и интенсивность отражений
глинистого цемента песчаников
(фракция $< 0,001$ мм, обр. № 180)

Интенсивность	d, Å	Интенсивность	d, Å
Сред. сильн.	10,2	Сред.	2,40
Оч. сильн.	7,02	Слаб.	2,25
Оч. сильн.	4,97	Слаб.	2,14
Оч. сильн.	4,54	Слабо-сред.	1,99
Сред.	4,22	Оч. слаб.	1,90
Оч. слаб.	3,94	Оч. слаб.	1,82
Сильн.	3,54	Оч. слаб.	1,76
Сильн.	3,34	Сред. слаб.	1,70
Оч. слаб.	3,14	Сред. слаб.	1,66
Оч. слаб.	3,00	Сильн.	1,55
Оч. слаб.	2,89	Разм. сильн.	1,50
Оч. слаб.	2,80	Слаб.	1,42
Сред. слаб.	2,67	Слаб.	1,38
Оч. сильн.	2,57	Слаб.	1,34
Слаб. сред.	2,51	Сред. слаб.	1,29

В разномерных песчаниках, в отличие от алевролитов, изначальная цементирующая масса лишь местами замещается шамозитом с метаколлоидной структурой. Большей же частью сохраняется гидрослюдистый цемент, который энергично корродирует обломочные зерна.

В отдельных местах, где обломочные зерна соприкасаются между собой, наблюдается развитие контактов конформного и микростилолитового типов. При этом заключенные между ними выделения шамозита аморфируются и переходят в тонкие пленки, состоящие из бурых гидроокислов железа.

Песчаники с карбонатным и глинистым цементом

Песчаники с карбонатным и глинистым цементом развиты широко. Они слагают маломощные (10—30 см) прослои в средней части разреза. Это тонкоплитчатые среднезернистые породы зеленовато-серого цвета. Плитчатость часто волнистая. Крепость породы высокая, пористость низкая. Блестящий излом обусловлен монокристаллическим кальцитом, которым

прорастает порода. Слоистость породы связана с резкими различиями в гранулометрическом составе отдельных слоев. Нередко породам присуща косослоистая текстура. Одни слои слагаются разномасштабным материалом (от 0,2 до 1,2 мм), другие преимущественно алевроитовым (от 0,02 до 0,1 мм). В общем объеме породы преобладает среднезернистый обломочный материал (0,3—0,8 мм). В некоторых разновидностях слоистость подчеркивается глинистыми и глинисто-алевритовыми прослоями.

Минеральный состав обломочной части породы прост: кварц (70—80%), микроклин (10—15%) и плагиоклаз (2—5%). Реже встречаются листочки биотита, а также акцессорные минералы — циркон, турмалин, сфен, монацит и рудный минерал. В глинистых слоечках присутствует глауконит. Обломочные зерна резко различаются по степени окатанности: наряду с окатанными и полуокатанными, встречаются угловатые и даже оскольчатые зерна. Крупные зерна обычно лучше окатаны. В глинисто-алевритовых слоечках попадаются, однако, угловатые и оскольчатые зерна размером 0,4—0,7 мм.

При вторичных изменениях растворение под давлением играло ограниченную роль — контакты конформного типа редки. Регенерация кварца выражена слабо и проявляется в виде узких прерывистых каемок, сильно корродированных кальцитом. Очень редко отмечается деанортитизация зерен плагиоклаза, захватывающая одну систему двойников.

Биотит, как правило, не изменен; реже пластинки его гидратизированы и переходят в низкоинтерферирующий каолинит. Цемент породы смешанный: участками глинистый, большей же частью крупнокристаллический кальцитовый (табл. XXIII, 3).

Глинистый цемент сохраняется местами в виде неправильных и линзовидных скоплений. Он представлен желтовато-бурой дисперсно-чешуйчатой массой, состоящей из гидрослюд. Такого же типа глинистое вещество слагает прослойки в песчаниках. Глинистое вещество корродирует полевые шпаты, проникая в последние по трещинам спайности (табл. XXV, 2).

В породе присутствуют спорадически каолинит или дикийт. Эти минералы образуют иногда вермикулитообразные кристаллики, чаще — агрегаты, замещающие цементирующую глинистую массу.

Кальцит развит широко. Он выполняет поровые промежутки, замещает интенсивно регенерационные кварцевые каемки (табл. XXV, 8) и значительно реже зерна плагиоклаза, микроклина и кварца.

Небезынтересно отметить, что широкое развитие крупных кристаллов кальцита и замещение им других минералов не сопровождается минеральными новообразованиями.

Песчаники и алевролиты с обломочным слюдяным цементом

Эти породы развиты преимущественно в виде многочисленных прослоев в верхней части разреза. Цвет песчаников темно-серый. Алевролиты окрашены в светло-серые, зеленовато-серые тона. Песчаники отличаются грубоплитчатым обликом, алевролиты тонкоплитчатые, а иногда волнистоплитчатые. Излом песчаников зернистый, алевролитов шероховатый.

Размер обломочных зерен в алевролитах варьирует от 0,03 до 0,1, в песчаниках — от 0,05 до 0,3 мм. Размер листочков биотита как в алевролитах, так и в песчаниках колеблется от 0,1 до 0,5, иногда 1,5 мм. В породах присутствуют как изометричные, так и удлиненные зерна с угловатыми, оскольчатыми и полуокатанными очертаниями. Слоистость пород обусловлена ориентированным расположением удлиненных обломочных зерен и листочков биотита. В некоторых разновидностях слоистость возникает в результате локализации биотита в слоечки.

Песчаники и алевролиты сложены зернами кварца (40—60%), плагиоклаза от № 18 до № 23 (5—10%), микроклина (1—5%), листочками

биотита (5—25%). Как примесь присутствуют обломки кварцево-серицитовых сланцев и кварцевых порфиров. Среди акцессорных минералов отмечаются гранат, циркон и сфен. Некоторые породы содержат органическое вещество углистого типа, локализирующееся в слюйки и линзочки.

Цемент породы сложен биотитом и продуктами его разложения. Тип цемента базальный, реже — выполнения пор.

В участках, обогащенных биотитом, происходит растворение обломочных зерен под давлением с развитием конформных структур, причем особенно интенсивно в тех случаях, когда между обломочными зернами зажаты пластинки биотита. Зерна кварца растворяются до состояния веретенообразных реликтов с неровными контурами (табл. XXV, 1). Регенерация кварца развита слабо и отмечается в участках, обедненных биотитом и гидрослюдами.

Биотит представлен удлиненными чешуйками и листочками с плеохроизмом в буро-зеленых, реже коричнево-бурых тонах и с высоким двупреломлением. Большая часть биотита не изменена. Лишь некоторые листочки, обычно не зажаты соседними зернами, гидратизируются, разбухают и переходят в слабо плеохроирующий вермикулит, который, в свою очередь, иногда псевдоморфно замещается каолинитом. В некоторых разновидностях песчаников биотит в значительной мере замещен дисперсно-чешуйчатыми гидрослюдами. Мусковит, как обычно, проявляет большую устойчивость как к химическим преобразованиям, так и к механическому воздействию. Пластинки его имеют свежий облик и слабо изогнуты.

Цемент породы сложен биотитом, гидрослюдами, образовавшимися за счет его разложения, и частично седиментогенным глинистым веществом. В цементе находится значительное количество «рудной сыпи», представленной окислами железа и продуктами разложения титанистых минералов. Слюдистый цемент породы спорадически замещается мелкочешуйчатым каолинитом, корродирующим зерна кварца и иногда замещающим плагиоклаз.

Обломочные слюдяные породы (микалиты)

К описанным песчаникам и алевролитам тесно примыкают обломочные слюдяные породы (микалиты), отличающиеся от них тем, что в их составе листочки биотита присутствуют в большом количестве, доминируя над кварцем и полевыми шпатами. По мере увеличения содержания биотита и уменьшения количества обломочных зерен в породах возрастает количество седиментогенных дисперсных глинистых продуктов, представленных тонкочешуйчатыми гидрослюдами. Параллельно увеличивается содержание углефицированного органического вещества, которое скопляется в тончайшие микрослоечки (пленочки).

Рассматриваемые породы постепенно переходят в слюдистые аргиллиты по мере увеличения содержания седиментогенного глинистого вещества.

Эпигенетические изменения в микалитах и песчаниках аналогичны. В них широко развиты явления гидратизации биотита и переход его в вермикулит, дисперсно- и тонкочешуйчатые диоктаэдрические гидрослюды и нередко в каолинит, а также растворение зерен кварца и полевого шпата, с выносом кремнекислоты в смежные пласты, и формирование многочисленных, большей частью землистого облика, вторичных титанистых образований лейкоксенового типа.

Интересно отметить, что в мелких песчаных линзочках микроскопических размеров, заключенных в обломочных слюдяных породах, пластинки гидратизированного биотита, вермикулит и триоктаэдрические гидрослюды нередко переходят в зеленый низкоинтерферирующий хлорит.

*Песчаники и алевролиты с полимиктовой примесью,
гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационным кварцевым
и карбонатным цементом*

Такие песчаники широко распространены в верхней половине разреза, где они перемежаются с подчиненными им прослоями алевритовых аргиллитов, алевролитов и песчаников других разновидностей.

Внешний облик этих пород разнообразен. Цвет чаще всего серый, серовато-зеленый, реже зеленый. Одни разновидности обладают массивной, другие слоистой текстурой, плитчатостью и иногда сланцеподобным обликом. Излом неровный, зернистый. Крепость и пористость варьируют в широких пределах. Размер обломочных зерен колеблется в песчаниках от 0,1 до 0,3 мм, в алевролитах от 0,03 до 0,15 мм. В одних разновидностях преобладают тонкозернистый песчаный материал, в других алевритовый.

В составе обломочной части доминирует кварц (70—80%), в меньшем количестве присутствуют полевые шпаты — плагиоклаз (5—10%) и микроклин (5—10%); ограниченно развиты листочки биотита, хлорита (1—5%), обломки кремнистых и эффузивных пород (1—5%).

Акцессорные минералы представлены главным образом цирконом и гранатом, реже встречаются апатит, сфен и эпидот. В некоторых разновидностях отмечено значительное количество магнетита. Минералы тяжелой фракции иногда скопляются в отдельные линзочки и слои.

Обломочные зерна в песчаниках преимущественно изометричные, реже заметно удлинённые, окатанные и полуокатанные.

Кварц монокристаллический, иногда с включением игольчатого рутила, с нормальным, реже волнистым угасанием.

Плагиоклаз встречается в зернах с четкой полисинтетической двойниковой структурой (альбитовый закон) и относится к олигоклазу (№ 17—25). Зерна плагиоклаза иногда серицитизированы, иногда содержат мirmekитовые вроски кварца.

Микроклин обычно обладает четкой двойниковой структурой, реже лишен ее. Некоторые его зерна пертитизированы. Изредка попадаются зерна микроклина, частично замещенные альбитом.

Зерна эффузивных пород представляют обломки микрофельзитовой основной массы, иногда с микролитами плагиоклаза. Наряду с обломками эффузивных пород, присутствуют обломки кремнистых пород и мелкозернистых кварцево-серицитовых сланцев.

Цемент породы смешанный: преимущественно регенерационный кварцевый, с отдельными участками гидрослюдисто-хлоритового и кальцитового.

Вторичные изменения выражены весьма интенсивно. Широко развиты структуры растворения под давлением конформного и инкорпорационного типов. Большей частью они распознаются с трудом из-за интенсивной регенерации кварца. В связи с этим конформные структуры на границе с зернами кварца плохо различимы, зато часто можно видеть неровные конформные контакты между зернами плагиоклаза, плагиоклаза и микроклина, причем более стойким к растворению оказывается плагиоклаз. Растворение зерен эффузивных пород выражено сравнительно слабо. Обломочные зерна серицитовых сланцев инкорпорируют зерна плагиоклаза и микроклина. Регенерация кварца широко распространена. В участках развития регенерации нескольких кварцевых зерен между регенерационными каемками часто возникают прямолинейные границы. Глинистые каемки и пузырьки жидкости, обычно очерчивающие контуры обломочных зерен, часто отсутствуют. В таких участках структура породы приобретает псевдогранобластовый облик (табл. XXIV, б) и почти неотличима от структур, свойственных метаморфическим породам. Зерна плагиоклаза под влиянием давления соседних зерен часто изогнуты и расщеплены:

двойники их изгибаются и даже пересекаются. С этим явлением связана вторичная, эпигенетическая альбитизация, точнее деанортитизация плагиоклаза, проявляющаяся в повышении его интерференционной окраски (до белой) и понижении светопреломления. Иногда наблюдается бластическая перекристаллизация альбитизированного плагиоклаза, в некоторых случаях сопровождающаяся появлением в массе альбитизированного зерна зачатков кристаллов (табл. XXIV, 3). Зерна плагиоклаза, не подвергшиеся деформации, иногда альбитизированы с периферии. Как показали измерения, плагиоклаз (олигоклаз № 17) с периферии замещается альбитом № 6 с сохранением двойниковой структуры исходного зерна. В результате возникают своеобразные зерна зонального строения. Очертания зон грубо повторяют контуры поверхности зерен. В отличие от зональных плагиоклазов магматической природы фронт альбитизации очерчен неправильно, порой причудливо и не совпадает с кристаллографическими элементами минерала. Помимо того, граница между зонами нечеткая, расплывчатая. Цеолиты или цоизит, ассоциирующие с деанортитизированным плагиоклазом в песчаниках могилевской и нижней половины ушницкой свит, здесь отсутствуют.

Своеобразные изменения иногда испытывают обломочные зерна микроклина. С периферии они окаймляются узкой зоной, внутренняя граница которой грубо повторяет наружный обломочный контур изменяющегося зерна. Эти преобразованные зоны по своим оптическим свойствам заметно отличаются от внутренней неизменной части обломочного зерна. В них полностью исчезает характерная решетчатая структура и погасание приобретает иную ориентировку относительно кристаллографических элементов минерала (табл. XXI, 1). По оптическим свойствам эти наружные преобразованные зоны обломочных зерен идентичны описанным выше аутигенным каемкам калиевого полевого шпата, нарастающим на обломочные зерна микроклина в песчаниках могилевской свиты и нижних горизонтов ушницкой свиты. Они представлены той же разновидностью микроклина, характеризующейся малым углом оптических осей, и, по всем данным, близки к аноклазу. Таким образом, описанные изменения представляют своеобразный процесс аноклазации микроклина, развивающийся в эпигенезе.

Биотит деформируется, расщепляется, гидратизируется и приобретает веерообразный облик, замещаясь вермикулитом и триоктаэдрическими гидрослюдами. Последние, в свою очередь, замещаются хлоритом с аномальной интерференционной окраской. Хлоритом замещается также и седиментогенное глинистое вещество, изначально присутствовавшее в породе. Высвобождающийся при преобразовании биотита титан дает начало многочисленным мелким кристалликам анатаза. Гидрослюдисто-хлоритовый цемент корродирует зерна полевых шпатов и замещает их вдоль трещин спайности. Хлоритом то частично, то нацело замещаются редкие зерна глауконита, присутствующие в песчаниках.

Кварцевый регенерационный цемент образовался позже гидрослюдисто-хлоритового, о чем свидетельствуют включения глинистых минералов в регенерационных каемках кварца.

Иногда песчаники карбонатизированы. Кальцит в этих разновидностях составляет до 30% породы. Он замещает как обломочные зерна, так и цемент породы.

Красноцветные песчаники и алевролиты с железисто-гидрослюдистым цементом

Песчаники и алевролиты этого типа находятся в верхней половине разреза в виде маломощных прослоев.

Желтовато- и красновато-бурые песчаники мелкозернисты, массивной

или неяснослоистой текстуры, излом неровный, зернистый, крепость умеренная. Алевролиты по внешнему облику отличаются от песчаников тонкозернистой структурой и более темной окраской — коричневато-бурой и шоколадно-коричневой. Алевролитам присуща отчетливая слоистость и волнистоплитчатая отдельность.

По минеральной составу рассматриваемые породы близки к описанным выше песчаникам с регенерационным кварцевым и гидрослюдисто-хлоритовым цементом и отличаются от них наличием железистого цемента, который обуславливает не только красноцветную окраску, но и иной характер вторичных преобразований. Породы содержат кварц (50—60%), плагиоклаз (10—15%), микроклин (5—10%), обломки кислых эффузивов (1—5%), биотит (1—5%), реже мусковит и обломки кварцево-мусковитовых сланцев.

Акцессорные минералы — циркон, гранат, эпидот, цоизит, монацит, очень редко апатит, титаномagnetит и magnetит — часто локализируются в линзочки и слюечки. Magnetит и титаномagnetит присутствуют в заметном количестве (1—2%).

Размеры обломочных зерен в мелкозернистых песчаниках колеблются от 0,1 до 0,4 мм, в алевролитах — от 0,05 до 0,2 мм. Сравнительно однородный гранулометрический состав тех и других пород свидетельствует о заметной сортированности обломочного материала. Форма зерен преимущественно изометричная, реже удлинённая, степень окатанности низкая: преобладают угловатые и полуокатанные зерна.

Кварц водяно-прозрачен, но иногда замутнен многочисленными газожидкими включениями. Угасание его нормальное или слабоволнистое. Встречаются зерна кварца с включениями игольчатых и бочонковидных кристалликов апатита.

Плагиоклаз четко двойникован, зерна его иногда серицитизированы. Состав плагиоклаза колеблется от № 17 до № 22. Калиевые полевые шпаты представлены решетчатым и нерешетчатым микроклином.

Обломки кислых эффузивных пород имеют микрофельзитовую структуру и иногда содержат более крупные обособления кварца. Обломки кварцево-мусковитовых сланцев мелкозернисты с лепидобластовой структурой.

В породе спорадически попадаются зерна микроагрегатного глауконита, иногда с включениями мельчайших частичек «рудной сыпи» железистого состава.

Цемент породы представлен железистыми гидрослюдами и глинистыми минералами. Тип цемента — пленочный, местами — выполнения пор.

Вторичные изменения обломочных зерен в породе выражены интенсивно. Вследствие присутствия пленочного железистого цемента регенерация кварца развита слабо и отмечается лишь в отдельных участках породы, где железистый цемент обычно захватывается регенерационной каемкой и очерчивает обломочные контуры зерен. Структуры растворения под давлением распространены широко. Имеются участки, где почти все обломочные зерна конформно контактируют одно с другим и где растворены значительные части объемов каждого зерна (табл. XXV, б). Наиболее интенсивно растворяется кварц. Обломки кварцево-серицитовых сланцев иногда инкорпорируются зернами кварца и кислых эффузивных пород. Обломки кислых эффузивов в меньшей степени подверглись растворению под давлением, нежели зерна кварца и плагиоклаза.

Зерна плагиоклаза испытывают, наряду с явлениями растворения, интенсивную механическую деформацию с изгибанием двойниковых швов и нарушением целостности зерен. Механическая деформация сопровождается деанортитизацией, а иногда бластической перекристаллизацией. Деанортитизация проявляется в повышении интерференционной окраски (до 0,009—0,010), потере четкости двойникования и понижении светопрелом-

ления. Бластическая перекристаллизация плагиоклаза, выраженная менее отчетливо, чем в джуржевских и ямпольских слоях, сказывается в появлении в пределах обломочного контура зерна различно ориентированных, неясно очерченных кристалликов альбита.

Эпигенетической деанортитизации (альбитизации) подверглись и некоторые недеформированные зерна. Деанортитизация в этом случае развивается с периферии зерен. Плагиоклаз исходного состава (№ 17—20) иногда сохраняется лишь в ядре зерна (табл. XXV, 7). Характерно, что альбитизация не меняет облика самого обломочного зерна: сохраняется его четкое двойниковое строение и обломочный контур. Внутренняя граница альбитовой каемки неровная, расплывчатая. Полоска Бекке отсутствует, так как существует, по-видимому, постепенный переход плагиоклаза в альбит (табл. XXVIII, 8). От зональных кристаллов магматических пород данные зерна отличаются неправильными очертаниями фронта альбитизации.

В заметном количестве присутствуют непрозрачные и полупрозрачные землистые титанистые продукты, возникшие за счет разложения титаномагнетита. Иногда наблюдается замещение зерен титаномагнетита землистым титанистым веществом. Продукты разложения титаномагнетита часто прорастают многочисленными мелкими кристалликами анатаза.

Отмечается прорастание деформированных зерен кварца по трещинам игольчатыми выделениями аутигенного рутила.

Биотит замещается гидромусковитом: листочки его теряют свою окраску и приобретают гармошковидный, веерообразный облик, но сохраняют высокое двупреломление. Наряду с этим процессом, наблюдается аморфизация биотита с переходом его в бурое непрозрачное вещество. Листочки мусковита более устойчивы к изменениям, но иногда мусковит, наряду с гидромусковитом, образовавшимся в результате разложения биотита, замещается каолинитовыми минералами.

Обломки кислых эффузивных пород иногда замещены землистыми гидрослюдистыми агрегатами и ожелезнены.

В песчаниках и алевролитах развит преимущественно железистый цемент; помимо того, поры часто выполнены гидрослюдисто-каолинитовым цементом. Железистый цемент представляет скопления мелких образований окислов железа, часто сливающихся в сплошную массу и образующих каемки вокруг обломочных зерен.

Участками в железистом пленочном цементе присутствует значительное количество чешуек гидрослюд, окаймляющих и иногда корродирующих зерна обломочных минералов. Железисто-гидрослюдистый цемент описываемых пород возник за счет частичной перекристаллизации обогащенного железом первичного глинистого цемента. В процессе эпигенеза произошла сегрегация окислов железа в мелкие точечные скопления и за счет перекристаллизации глинистого вещества возникли тонкие пластинки и чешуйки светлой гидрослюды. Часть окислов железа и слюдистых минералов возникла в эпигенезе за счет преобразования биотита. В поровых промежутках спорадически присутствуют агрегаты каолинита.

Изучение тонкой фракции (менее 0,001 мм) показало, что состав ее неоднороден. Высокий показатель преломления ориентированных агрегатов ($Ng' = 1,601$, $Np' = 1,595$) обусловлен существенной примесью окислов железа. Электронномикроскопические исследования обнаруживают присутствие резко удлинённых, чрезвычайно тонких пластинок слюдopodobных минералов с прекрасной огранкой (табл. XXXIV, 6).

Породы местами слабо карбонатизированы. Кальцит замещает зерна плагиоклаза, а также частично гидрослюды и каолинит.

Эти песчаники обнаружены в средних частях разреза. Они окрашены в темно-серый цвет и обладают то массивным, то грубоплитчатым сложением, умеренной крепостью, зернистым, неровным изломом. Разнообразный обломочный материал заметно отсортирован: размер обломочных зерен колеблется от 0,1 до 0,3 мм. Около половины объема породы составляют обломки различных пород: эффузивов (30%), кварцево-серицитовых сланцев, филлитов, железистых кварцитов и гранитоидов. Кроме того, порода содержит кварц (30—40%), плагиоклаз, редкие зерна микроклина и листочки биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, иногда полихромным, и гранатом.

Зерна преимущественно изометричной формы, угловатые и полуокатанные, значительно реже — окатанные. Обломки эффузивных пород среднего состава сложены бурым разложившимся, ожелезненным стеклом с микролитами плагиоклаза. Встречаются также обломки кварцевых порфиров с микрофельзитовой основной массой и с вкрапленниками кварца.

Кварцево-серицитовые сланцы состоят из мелкозернистого кварца и чешуек светлых слюд с лепидобластовой структурой, а филлиты — из тонкочешуйчатого серицита и хлорита.

Изредка наблюдаются обломки железистых кварцитов, представленные чередованием пloyчатых слоев кварца и гематита.

Обломки гранитоидных пород состоят из сростков кварца и плагиоклаза, кварца и микроклина, иногда с микрографической структурой.

Свободные зерна кварца преимущественно водяно-прозрачны, реже замутнены многочисленными газово-жидкими включениями. Преобладают разновидности с нормальным и слабоволнистым угасанием, реже встречаются зерна, сложенные гранобластическим кварцем.

Зерна плагиоклаза свежи, иногда серицитизированы, с четкой двойниковой структурой. Состав их колеблется от № 23 до № 28 (олигоклаз).

Микроклин представлен зернами с неясной двойниковой решеткой. В некоторых микроклинах обнаруживаются реликты альбита, указывающие на происхождение материала за счет разрушения микроклинизированных пород, широко развитых в чарнокитовом комплексе Приднестровья.

Обломочные зерна то разобщены, то плотно прилегают одно к другому. Структуры конформного типа редки и развиты слабо, преимущественно между зернами кварца и полевых шпатов. Значительно чаще наблюдается инкорпорация обломков эффузивных пород зернами кварца и плагиоклаза. Инкорпорация иногда сопровождается пластической деформацией эффузивных обломков (табл. XXVII, 4). Кварцевые порфиры обнаруживают заметную устойчивость к растворению под давлением.

Пластинки и листочки биотита замещаются гидрослюдами. Они теряют присущий этому минералу плеохроизм, приобретают веерообразный (табл. XXV, 3) и пакетовидный облик. Гидрослюды, в свою очередь, замещаются хлоритом.

Гидрослюдисто-хлоритовый цемент, вероятно, изначально играл значительную роль, но позднее почти нацело заместился каолининовыми минералами (каолинитом с примесью дикиита). Эти минералы образуют агрегаты, состоящие из крупных (до 0,1 мм) пакетовидных кристаллов. Наблюдаются постепенные переходы между гидрослюдой, хлоритом и каолинитом.

Кальцит интенсивно замещает как обломочные зерна, так и каолинит-дикиитовый цемент породы. Количество его около 25—30%. В некоторых разновидностях кальцит резко преобладает в составе цемента. Наибо-

лее интенсивно он замещает плагиоклаз, иногда до состояния реликтов, причем обычно в первую очередь замещаются ядра зерен. Кальцит замещает также кварц, калиевый полевой шпат и обломки эффузивных пород.

*Полимиктовые туфогенные алевролиты со слюдисто-хлоритовым
и карбонатным цементом*

Эти породы находятся в виде прослоя в основании каниловских слоев. Кроме того, они широко развиты в верхних частях рассматриваемого разреза, где они перемежаются с песчаниками и аргиллитами других разновидностей.

Эти породы отличаются тонкозернистой структурой, литоидным обликом, слоистой текстурой и тонкой, часто волнистой плитчатостью. Окраска их серовато- и яблочно-зеленая, иногда с блеклыми желтоватыми оттенками.

Обломочные зерна составляют от 70 до 80% породы. Размер их колеблется от 0,02 до 0,2 мм. Преобладают зерна размером от 0,03 до 0,07 мм, а в некоторых разновидностях от 0,07 до 0,12 мм. Форма зерен преимущественно изометричная, реже удлинённая, угловатая и полуокатанная. Зерна кварца иногда остроуголоваты и клиновидны.

По минеральному составу породы исключительно неоднородны. Для них характерно наличие, наряду с обычно доминирующим кварцем (50—60, реже 70%), большого количества хлоритизированных обломков основного состава, в том числе палагонитизированных вулканических стекол, обломков хлоритовых миндалитов с колломорфной структурой. Этот материал, возникший в результате перемыва эффузивных и эффузивно-осадочных пород (туфов) составляет от 10—20 до 40%.

В переменном количестве присутствуют полевые шпаты, среди которых преобладают плагиоклазы (№ 15—20), реже встречается микроклин. Обычен биотит (до 5%) в листочках размером до 0,5 мм, реже попадают листочки мусковита и хлорита.

В участках, где обломочные зерна кварца и полевых шпатов приведены в соприкосновение, а также между обломками эффузивных пород и зернами кварца развиты контакты конформного типа. Структуры растворения под давлением иногда сопровождаются регенерацией зерен кварца. В целом, однако, регенерация выражена слабо и не всегда различима из-за отсутствия посторонних включений по обломочному контуру.

Биотит обычно свеж, реже слабо изменен. Лишь иногда он замещается чешуйчатым агрегатом гидрослюд, которые, в свою очередь, переходят в хлорит. Пластинки мусковита не преобразуются. Обломочные зерна цементируются мелкочешуйчатым глинисто-слюдистым веществом, в составе которого в заметном количестве имеются обломочные гидрослюды. Цементирующая масса частично замещается колломорфными выделениями буровато-зеленоватого, высокоинтерферирующего хлоритоподобного минерала, который, судя по рентгеноструктурному анализу тонкой фракции других пород, где он наблюдался, идентифицируется как шамозит. Этот же минерал нередко замещает листочки биотита, а также обломки хлоритизированных эффузивных пород. В преобразованной слюдистой массе присутствуют аутигенные кристаллики анатаза и лапчатые, иногда ограниченные выделения гематита.

Некоторые разновидности пород интенсивно карбонатизированы. Кальцит образует выделения большей частью неправильной формы, выполняющие поры, нередко замещающие обломочные зерна кварца, полевых шпатов и эффузивных пород (табл. XXIV, 5). Отмечаются отдельные разновидности, где кальцит развивается по глинисто-хлоритовому цементу породы, замещая последний.

Туфогенные алевролиты, залегающие в основании каниловских слоев, отличаются некоторыми особенностями. Они содержат скопления плоских галек пород того же состава, размером от 0,5 до 5 см, локализирующихся в пределах небольшого прослоя. С поверхности гальки ожелезнены и легко выкальваются из вмещающей их породы. Гальки сцементированы кальцитом, который корродирует обломочные зерна. Характерно, что в то время, как в самой породе наблюдается развитие колломорфного хлоритового минерала типа шамозита, в гальках этот минерал не наблюдался. Следует полагать, что кальцит, цементирующий песчаный материал гальки, является более ранним, нежели кальцит, развитый в породе, включающей упомянутые гальки, а шамозит возник позднее раннего кальцита, т. е. после переотложения гальки. Состав галек полностью идентичен составу вмещающих пород. Это так же, как и форма галек, указывает на то, что они возникли в результате перемыва частично литифицированных осадков, т. е. представляют внутрислойные конгломераты. Их образование свидетельствует о временном перерыве в осадконакоплении, которое скорее всего не сопровождалось выходом пород на дневную поверхность, а протекало под воздействием подводных течений.

Эти конгломераты обнаруживают повышенное содержание фосфора, что известно и для полимиктовых туфогенных алевролитов из кровли ярышевских слоев, с которыми рассматриваемые породы очень сходны. Последний устанавливается качественными химическими реакциями. В алевролитах, залегающих в основании каниловских слоев и непосредственно перекрывающих фосфоритоносные калюсские слои, содержание P_2O_5 , по данным химического анализа, составляет 1,37%. Повышенное содержание фосфора в рассматриваемых слоях, надо полагать, связано с высоким содержанием палагонита и других измененных обломков основных эффузивных пород.

III. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТАДИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Детальное изучение осадочных пород, слагающих доордовикские толщи Подолии, показало, что литологический облик их в достаточной мере сложен. Эта сложность при сравнительно простом исходном составе всецело обусловлена широким развитием вторичных процессов изменения. В породах обнаруживаются многочисленные и разнообразные минеральные новообразования, последовательно замещающие одно другое. Исчезают одни минералы и возникают новые. Проявляются сложные метасоматические реакции, существенно видоизменяющие исходные компоненты пород.

Преобразование минерального и химического состава пород сопровождается глубоким изменением их изначальных структурных черт, форм, взаимоотношений и взаимосвязей породообразующих компонентов.

Изучение последовательности образования аутигенных минералов и возникающих минеральных ассоциаций, а также изменений структурных особенностей пород вскрывает их длительный эволюционный путь развития и стадийный характер происходящих преобразований. Смена минеральных парагенезисов и выявление минеральных стадийных рядов дают возможность установить наличие определенных этапов в преобразовании пород, вскрыть сущность протекавших процессов и их изменение во времени. Сопоставление особенностей преобразования пород различного состава и структуры на протяжении выделенных этапов позволяет выяснить ряд общих закономерностей развития вторичных процессов, в том числе и факторов, их обуславливающих.

В настоящее время успешно применяется изучение зонального развития стадийных процессов и установление их последовательности во времени путем прослеживания смены зон в вертикальных разрезах. Эпигенетическая зональность была установлена при изучении мощных геосинклинальных разрезов Верхоянья (Коссовская и Шутов, 1955, 1956, 1957) и некоторых полных платформенных разрезов (Шутов, 1960; Пероззио, 1960). Однако в условиях геологического строения Подолии этот метод оказался неприменим из-за огромного перерыва в стратиграфическом разрезе.

О ГРАНИЦЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЙ И ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ СТАДИЙ

Выявление генетических и возрастных взаимоотношений аутигенных минералов, а также смены одних минеральных парагенезисов другими, хотя и позволяет установить характер и последовательность процессов, их обусловивших, и выделить соответствующие этапы аутигенного минералообразования, однако это не может помочь в решении вопроса о границах между постседиментационными стадиями бытия пород. Вопросы разгра-

ничения диагенетической и эпигенетической стадий, так же как вопрос о границе стадий эпигенеза и метаморфизма или эпигенеза и гипергенеза, чрезвычайно сложны, мало разработаны и мы не располагаем для их расчленения достаточно надежными критериями. Более того, трудности разграничения стадий вызываются в значительной мере неопределенностью и расплывчатостью существующих представлений о них и недостатком конкретных минералого-петрографических данных по характеристике определенных разрезов, где диагенетическая стадия проявилась бы в «числом» виде.

Многими ранними исследователями диагенез понимался как процесс преобразования осадков и пород на протяжении всей истории их существования, как таковых. В этом же широком смысле диагенез нередко понимается и в настоящее время многими западноевропейскими и американскими исследователями.

В 1922 г. А. Е. Ферсман впервые четко выделил диагенез как определенную стадию существования осадка, противопоставив ей сингенетическую и катагенетическую стадии. Диагенез рассматривается им как совокупность всех тех процессов, которые происходят на дне водоемов в первичном илестом или еще не связанном осадке и которые до момента осадочения нового слоя под непосредственной поверхностью воды превращают осадок в горную породу. Конечный момент диагенеза определяется наложением нового слоя осадка, *петрографически отличного от предыдущего*, и отделением, таким образом, старого осадка от непосредственного соприкосновения с водой. С этого момента начинается область новых химических реакций породы, которую А. Е. Ферсман (1922, стр. 29—30) именует катагенезом.

Л. В. Пустовалов (1940) противопоставляет стадию формирования осадочной породы (раннего диагенеза или сингенеза) стадии бытия осадочной породы (эпигенеза или позднего диагенеза). Стадия раннего диагенеза характеризуется развитием процессов, приводящих к возникновению из рыхлого осадка осадочной породы. Факторы, обуславливающие развитие процессов диагенеза, сводятся к химическому взаимодействию составных частей осадка между собой и окружающей средой. Это вызывается разнородностью и химической противоречивостью материала осадка, прошедшего из разных термодинамических зон, а также отсутствием закономерности во взаиморасположении составных его частей и неустойчивостью осадка как физико-химической системы в термодинамических условиях среды осадконакопления (Пустовалов, 1940, стр. 381—385).

К диагенетическим явлениям, по Л. В. Пустовалову, относятся: перекристаллизация осадка, старение коллоидов, образование конкреций, возникновение более устойчивых минеральных модификаций за счет менее устойчивых, химическое взаимодействие составных частей осадка, в том числе окислительно-восстановительные реакции, растворение и удаление неустойчивых частей осадка и извлечение растворимых солей, осаждение из окружающей среды минеральных новообразований, химическое взаимодействие осадка с окружающей средой, гидратация или дегидратация и цементация осадка.

Н. М. Страхов (1953), впервые детально разработавший общую схему диагенеза, характеризует диагенез как стадию превращения осадка в осадочную породу. В этой стадии им выделяются четыре этапа.

1. Этап окислительного минералообразования с формированием в прибрежной зоне железо-марганцевых конкреций, несколько дальше от берега — глауконита и фосфоритов, а в глубоководных океанических илах — марганцевых конкреций в сочетании с цеолитом. Зона, соответствующая этому этапу, охватывает верхнюю пленку осадка толщиной от нескольких миллиметров до 20—40 см.

2. Этап восстановительного минералообразования с переработкой

материала окислительной зоны и формированием силикатов, карбонатов и сульфидов железа и марганца. Осадок в значительной мере обводнен. Мощность зоны, соответствующей этому этапу, 2—4 м и более (до 10 м).

3. Этап перераспределения аутигенного материала с возникновением конкреций, зацементированных участков и разнообразных метасоматических замещений. Параллельно осадок уплотняется, теряет воду и литифицируется. Мощность соответствующей зоны измеряется несколькими десятками метров.

4. Этап литификации, выделяемый условно, охватывает толщу осадков мощностью 150—300 м. Диагенез представляет длительный процесс, продолжающийся «многие десятки, сотни тысяч и, может быть, даже миллионы лет» (Страхов, 1953). Ведущим фактором диагенеза является жизнедеятельность бактерий. «Ни изменение температуры осадка, ни прирост давлений на нижележащие слои осадка со стороны вышележащих и все вновь нарастающих слоев, ни, наконец, изменение минерализации основного солевого скелета иловой воды не оказывает во время диагенеза сколь-нибудь уловимого влияния на аутигенное минералообразование» (Страхов, 1956, стр. 9).

Таким образом, Н. М. Страхов (1953) считал возможным, основываясь главным образом на данных Эмери и Риттенберга (Emery, Rittenberg, 1952), отнести к зоне диагенеза мощнейшую толщу осадков (около 250—300 м).

В работе 1956 г. Н. М. Страхов выделяет в диагенетической стадии три этапа: окислительного, восстановительного минералообразования и перераспределения вещества с формированием конкреций и конкреционных образований. По представлениям Н. М. Страхова (19576), сущность диагенеза заключается в развитии процессов, приводящих осадок к физико-химическому равновесию.

Л. Б. Рухин (1956) справедливо оспаривает возможность отнесения к зоне диагенеза толщ мощностью до 300 м, а также прекращение образования конкреций задолго до конца диагенеза. Мощность зоны диагенеза, как полагает этот исследователь, редко превосходит несколько метров. Граница между осадками и возникающими из них породами, согласно Л. Б. Рухину (1956, стр. 441), находится на глубине около 10—15 м.

Г. И. Бушинский (1954) считает, что диагенетическая и эпигенетическая стадии различаются по характеру процессов изменения. В диагенезе осадки сохраняют связь с наддонной водой и, следовательно, в эту стадию осуществляется химическое взаимодействие между незатвердевшими илами и морской водой. В эпигенетическую же стадию эта связь утрачивается. Соответственно нижняя граница зоны диагенеза будет совпадать с границей проникновения придонных вод и растворенных в ней веществ путем диффузии в осадок.

Основываясь на наблюдениях О. Е. Фатчихиной, В. В. Эпштейна и Л. В. Анферова, изучавших изменение минерализации иловых растворов Черного озера и Карочи, Г. И. Бушинский считает, что зона диагенеза ориентировочно ограничивается несколькими метрами.

Мы не ставим себе задачей критическое рассмотрение существующих представлений о стадиях формирования осадочных пород и о границах, их разделяющих, однако считаем необходимым затронуть основные положения и критерии, которые приняты в настоящей работе и позволяют относить вторичные изменения того или иного типа к диагенезу или эпигенезу.

В соответствии с принятыми большинством исследователей представлениями будем считать *стадией диагенеза время, в течение которого глинистые осадки преобразуются в горную породу*, а ту часть разреза, в которой эти преобразования происходят — *зоной диагенеза*. Процессы превращения рыхлых, существенно глинистых осадков в породу выражаются

в вещественных (химических), минеральных и структурных изменениях, обуславливающих приобретение интересующей нас физико-химической системой, каковой является осадок, новых свойств. Внешние эти свойства выражаются, в первую очередь, как свойства физико-механические. Осадок упрочняется, приобретает упругость и так называемые «твердообразные» свойства. Плотность его возрастает, влажность и пористость уменьшаются, исчезают «плывунные» свойства и способность разжижаться при механическом воздействии.

Поскольку все указанные свойства при переходе от илового состояния, или состояния осадка, в состояние твердого тела, или породы, достигаются постепенно, отчетливая грань между ними отсутствует, переход этот не может быть выражен численными значениями каких-либо параметров, граница между стадиями и зонами эпигенеза и диагенеза будет расплывчатой и нечеткой. Как установил опытным путем В. Д. Ломтадзе (1955), эта граница будет соответствовать переходу глинистого осадка из текуче-пластичной консистенции в пластично-полутвердую. В глинистых илах содержание воды около 30—35% (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Градации литификации глинистых отложений
(по В. Д. Ломтадзе, 1955)

Показатели	Глинистый ил	Глины мягкие	Глины уплотненные	Аргиллиты	Аргиллиты сланцеватые
Естественная влажность, %	80—75	80—30	35—12	15—3	4—3
Объемный вес скелета, g/cm^3	0,6—0,8	0,8—1,40	1,35—1,90	1,90—2,65	2,65—2,75
Пористость, %	80—75	80—40	45—25	30—4	4—5
Коэффициент пористости	3—4	3—0,6	0,60—0,35	0,30—0,10	0,10
Консистенция	Жидко- или вязко-текучая	Текуче-пластичная	Пластичная полутвердая	Полутвердая	Твердая

С точки зрения определения границ диагенеза и эпигенеза весьма интересны наблюдения И. М. Горьковой, Н. И. Душкиной и К. Н. Рябичевой (1959) за изменением структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря. Несмотря на некоторые различия, связанные с исходным составом отложений, намечаются определенные общие закономерности изменения их свойств с глубиной. Авторы выделяют две стадии (и, соответственно, зоны) «восстановительного этапа раннего диагенеза осадков».

Первая стадия соответствует «начальному структурообразованию наиболее гидрофилизированных высокодисперсных органо-минеральных и коллоидных суспензий молодых осадков». Осадкам присущи «жидкообразные свойства, высокая влажность и пористость, отсутствие упругости и большая пластичность».

Вторая стадия соответствует осадкам с развитыми и достаточно упрочнившимися в процессе синерезиса и старения структурами. Дисперсность и гидрофильность твердой фазы постепенно уменьшаются, прочность илов увеличивается, а влажность и пористость значительно понижаются. На этой стадии «осадок ведет себя как единое структурированное тело, обладающее определенными упругими свойствами». Эту стадию можно рассматривать «как момент превращения рыхлого осадка в породу, хотя еще и очень малопрочную» (Горькова, Душкина и Рябичева, 1959, стр. 135). В черноморских осадках эта стадия достигается в нижних

новоевксинских отложениях, в некоторых случаях уже на глубине около 2 м от поверхности осадка. В современных мелководных отложениях Черного моря скорость диагенеза по сравнению с глубоководными отложениями больше и на глубине около 0,5—1,0 м они уже обладают «твердообразными» свойствами.

По данным Н. В. Тагеевой (1960), изучавшей диагенез современных и молодых осадков ряда морей, в том числе Каспийского, по колонкам грунтовых трубок и разведочного бурения, различаются две стадии уплотнения осадков, соответствующие раннему и позднему диагенезу. Эти стадии в глинистых осадках различаются по содержанию поровой воды, которая в позднем диагенезе в отложениях Каспия не превышает в среднем 18%. По наблюдениям того же автора, содержание поровой воды мало меняется от глубины залегания осадка, а зависит главным образом от возраста отложений. К раннему диагенезу она относит четвертичные отложения — от современных до хвалынских. Осадки плиоценового возраста представляют осадочные породы, прошедшие стадию позднего диагенеза. Древнечетвертичные отложения занимают по степени литификации «промежуточное положение», т. е. соответствуют границе перехода осадка в породу.

О быстром уплотнении глинистых осадков с глубиной свидетельствуют наблюдения В. В. Вебера (1950) в Таманском заливе. Осадки, имеющие такой же пранулометрический состав, что и глинистые илы на дне залива, но залегающие на некоторой глубине, уже отличаются значительным уменьшением влажности и увеличением вязкости. Так, влажность глинистых илов на дне залива составляет 75%, а глины, залегающие в области его восточного окончания, на глубине не превышающей 1 м ото дна, имеют влажность около 20% и характеризуются значительной вязкостью.

Сходные данные по изменению влажности и гравитационному уплотнению илов были получены А. П. Лисицыным (1956) при изучении колонок осадков Берингова моря. Было поднято большое количество колонок длиной от 4—6 до 34 м, причем осадки, как показало изучение микрофауны и микрофлоры, относятся к четвертичным отложениям. Резкое падение влажности наблюдается в верхних двух метрах (15%), а на протяжении остальных 34 м разреза влажность уменьшается на 10—12% и не превышает 40%. Осадок из нижних частей колонки, сообщает автор, — с трудом сжимается пальцами и режется ножом; он кажется подсушенным.

А. Б. Ронов (1949) пришел к выводу, что уплотнение глин в платформенных областях ограничивается временем накопления осадков данного горизонта.

Таким образом, непосредственные наблюдения над современными и молодыми осадками указывают на то, что переход осадка в породу осуществляется уже на небольшой глубине, измеряемой метрами. В соответствии с мнением большинства исследователей, этот переход и соответствует границе стадий, а, следовательно, и зон диагенеза и эпигенеза. Можно полагать, основываясь на приведенных данных, что мощность зоны диагенеза не превышает 10—20 м (так сказать, с «запасом прочности»).

Чтобы перейти к установлению длительности диагенетической стадии, необходимо указать, что новоевксинские слои Черноморского бассейна, согласно исследованиям П. В. Федорова (1957), соответствуют максимуму хвалынской трансгрессии Каспийского бассейна, которая по возрасту сопоставляется А. И. Москвитиным с концом калининского оледенения. Этот отрезок четвертичного периода соответствует в западноевропейском стратиграфическом эталоне началу вюрма. Согласно Ван-Дер-Флерку и де Фризу (de Vries, 1958), начало вюрма в абсолютном летоисчислении по радиоуглеродному методу определяется в 60—70 тыс. лет. Следова-

но, длительность диагенетической стадии, не превышает, вероятно, первых сотен тысяч лет. Таким образом, в масштабе геологического времени бытия породы стадия диагенеза занимает относительно короткий отрезок времени. Поэтому широко распространенное представление о том, что аутигенное минералообразование в терригенных породах осуществляется в основном в течение диагенетической стадии, подлежит критическому пересмотру.

Несомненно, существует ряд аутигенных, собственно диагенетических минералов. В число их входят глауконит, вивианит, фосфориты, возможно, некоторые лептохлориты, но большинство аутигенных минералов, в том числе пирит, другие сульфиды тяжелых металлов, разнообразные карбонаты, алюмосиликаты и т. д., полистадийны. Они могут возникать как в диагенезе, так и в эпигенезе. Типоморфные особенности аутигенных минералов еще почти не изучены и зависимость их от стадии, в которую эти минералы возникают, пока неизвестна, поэтому само появление того или иного минерала еще не может служить указанием на стадию, в которую он возник. Иными словами, большинство аутигенных минералов при нынешнем уровне их изученности не может служить критерием для установления границы между диагенезом и эпигенезом.

Исходя из относительно небольших глубин от поверхности осадка, на которых протекают процессы диагенеза, и заметной обводненности осадка на этой стадии, можно полагать, что процессы растворения одних минералов и формирования новых протекают в условиях всестороннего или почти всестороннего давления. С другой стороны, проявления одностороннего давления (гравитационного или стрессового), сказывающегося в развитии пространственно ориентированных структур растворения, в специфических особенностях изменения или роста минералов, могут рассматриваться как указание на развитие этих процессов в эпигенезе. Именно этот критерий и принят нами как основа для отнесения наблюдаемых в исследовавшихся породах минералов и минеральных ассоциаций к той или иной стадии процесса постседиментационного преобразования пород.

Скорость уплотнения и литификации различных типов пород не одинакова: после того как глинистые осадки потеряли свою текучесть и приобрели пластично-полутвердые свойства, пески и алевриты еще оставались рыхлыми и сыпучими, а карбонатные и кремнистые породы уже превратились в более или менее плотные окаменевшие массы (Страхов, 1957б). На быстрое затвердевание некоторых известковых осадков указывает присутствие в них прирастающих организмов и нор сверлильщиков (Геккер, Осипова, 1957). Естественно полагать, что пески и алевриты с седиментогенным глинистым цементом литифицируются медленнее тех же осадков, но сцементированных известковым цементом. Таким образом, если границу между диагенетической и эпигенетической стадиями определять по степени уплотнения и литификации осадков, то, поскольку скорость течения этих процессов в разных литологических типах осадков различна, следует полагать, что и переход их из одной стадии в другую совершается разновременно. Поэтому представление о зонах является понятием в значительной мере условным. Теоретически возможны случаи, когда в определенном разрезе одни породы будут проходить «стадию диагенеза», в то время как другие, переслаивающиеся с ними, будут претерпевать изменения «эпигенетического характера».

В третичных, мезозойских, а иногда и в палеозойских разрезах платформенного чехла нередко встречаются слои несцементированных рыхлых песков. Эти породы, однако, нельзя рассматривать как образования, находящиеся в стадии диагенеза. Очевидно, что литификация песчаных осадков не всегда ограничивается диагенетической стадией. Литификация осадка как критерий границы между диагенетической и эпигенети-

ческой стадиями неприменима к песчаным отложениям. Преобразование песчаных осадков в породы осуществляется не только на ранних, но и на сравнительно поздних этапах, отдаленных от момента седиментации геологически длительными временными интервалами. Поэтому диагенетическая стадия для песчаных пород представляется понятием крайне неопределенным. Условно можно полагать, что в песчаных породах этой стадии будет соответствовать временной интервал от начала формирования песчаного осадка до момента литификации перекрывающих его глинистых или карбонатных отложений.

Характер минеральных ассоциаций, возникающих в песчаных породах, как и весь ход процессов постседиментационного преобразования в диагенезе могут в своих главных чертах совпадать с тем, что происходит и на ранних этапах эпигенетической стадии (начальном эпигенезе).

О КЛАССИФИКАЦИИ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ МИНЕРАЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Как известно, породы магматического происхождения характеризуются закономерным сочетанием химического и минерального составов, а также структуры. Различиям в химическом составе всевозможных типов пород обычно соответствуют разные минеральные парагенезисы, слагающие эти породы. Существующая связь между химическим и минеральным составами имеет не только качественный, но и строго количественный характер. Детальные исследования взаимоотношений отдельных минералов и последовательности их кристаллизации позволили вскрыть физико-химические закономерности в условиях формирования этих пород, выяснить механизм возникновения определенных минеральных парагенезисов и присущих им структур.

Длительное и тщательное изучение метаморфических пород позволило установить строгую закономерность их становления и развития и разработать стройное учение о метаморфических процессах. В основе исследований метаморфических пород лежит парагенетический анализ слагающих породу минералов и присущих им структурных взаимоотношений. Этот анализ, разработанный впервые В. М. Гольдшмидтом, Эскола и другими исследователями, получил широкое применение и развитие в исследованиях Д. С. Коржинского. Рассматривая последовательную смену одних минеральных парагенезисов другими, представляется возможным, на основе физико-химических равновесий, вскрыть закономерности возникающих минеральных ассоциаций и выяснить условия, в которых эти преобразования осуществляются.

Для большинства осадочных пород подобного подхода не существует. Более того, среди широких кругов геологов до сих пор бытует представление о незакономерных, вообще говоря, химическом и минеральном составах терригенных осадочных пород. Последние нередко рассматриваются как смеси, состав которых предопределяется лишь внешними факторами. Основным путем изучения закономерностей образования большинства типов осадочных пород является их фациальный анализ и сопоставление с современными процессами осадкообразования.

Изучение парагенетических взаимоотношений минералов в осадочных породах, так же как и последовательности их образования, перехода одних минералов в другие и условий, в которых эти изменения происходят, начало проводится лишь в самое последнее время и в весьма ограниченных масштабах в связи с изучением вторичных преобразований пород. При этом такие изменения большей частью рассматриваются как происходящие под влиянием чисто внешних по отношению к породе причин. В частности, эти изменения принято связывать с составом вод, циркулирующих в породах, химический состав которых предполагается независи-

мым от состава пород, по которым эти воды перемещаются. В дальнейшем изучение минеральных парагенезисов и структур, несомненно, позволит вскрыть основные закономерности вторичных процессов.

Симптоматично, что в петрографии осадочных пород термин «структура» часто понимается в ином смысле, чем в петрографии кристаллических пород. При определении структуры осадочной породы многие исследователи учитывают лишь размер породообразующих компонентов. Морфологические их особенности, пространственные и генетические взаимоотношения, отражающие условия формирования пород, зачастую при этом не учитываются. Структура как важнейший элемент петрологии, вскрывающий историю становления пород, в литологии большей частью рассматривается как синоним гранулометрии.

Значение рассмотрения осадочных пород как закономерной совокупности минеральных парагенезисов по мере их изучения становится совершенно очевидным. Более сложная история формирования и становления большинства типов осадочных пород в сравнении с породами магматическими обуславливает сложность и многообразие генетических взаимоотношений и связей минералов в этих породах. В результате закономерности сочетания минералов, свойственные осадочным образованиям, бывают завуалированы и выступают не столь отчетливо, как в других породах.

Прежде чем перейти к рассмотрению процессов минералообразования, идущих в постоседиментационные стадии бытия пород, уместно коснуться в общих чертах классификации генетических отношений минералов, слагающих осадочные породы вообще.

Осадочные породы следует рассматривать как возникшие в ходе геологического развития устойчивые совокупности определенных минералов, сочетающихся закономерным образом. Размеры отдельных зерен минералов, их форма, взаимоотношения, а также пространственное расположение — это те структурно-текстурные черты породы, которые отражают историю ее становления и бытия.

Л. В. Пустовалов (1933) предложил различать в каждой осадочной породе, во-первых, обломочную, или кластическую часть, во-вторых, сингенетические минералы органогенного или хемогенного происхождения, связанные со стадией формирования осадочной породы, выпавшие из растворов при накоплении осадка и при его диагенезе и, в-третьих, вторичные или эпигенетические образования, возникшие в сформированной породе.

При стадийном анализе более целесообразен несколько иной подход. Сонахождение минералов в породах обусловлено сочетанием ряда геологических процессов, проявившихся на протяжении всей истории их формирования и бытия. Следовательно, между любыми минералами и минеральными компонентами, слагающими породы, существуют определенные и закономерные родственные отношения, отражающие взаимосвязь разнообразных геологических процессов и явлений, объективно существующую в природе. Эти связи могут быть существенно различными. В одних случаях минералы связаны между собой общностью происхождения, в других — один минерал возникает за счет вещества другого, в третьих — связь эта обусловлена сходством поведения ряда минералов по отношению к тем или иным процессам в силу близости физических или химических свойств и др. Важно отметить, что само сочетание минералов в породе является значительным источником информации о путях ее становления и развития, а также о природе и особенностях процессов, принимавших участие в формировании и преобразовании пород. Не только тип и характер родственных связей, но и степень родства или генетическая близость между породообразующими компонентами может различаться существенным образом. Между одними компонентами генетическое родство может быть отдаленным, между другими близким. Представление о

генетической близости минералов и минеральных компонентов в любой осадочной породе может быть выражено в определенной таксономически соподчиненной их группировке.

Наиболее отдаленные родственные связи могут быть выражены представлением о минеральном комплексе. В любой осадочной породе можно различать два обширных минеральных комплекса: седиментогенный и постседиментогенный.

Седиментогенный минеральный комплекс объединяет разнообразные минералы и минеральные компоненты, возникшие неодинаковым путем, в разное время и в различных термодинамических обстановках. Их сонахождение в осадочной породе может быть следствием разнообразных геологических процессов, протекавших как до, так и во время формирования осадка.

Общей и объединяющей чертой всех компонентов седиментогенного комплекса является геологически одновременное их вхождение в состав накапливающегося осадка в отличие от всех других минералов, образующихся позднее. По отношению к осадочной породе компоненты седиментогенного комплекса являются первичными.

В постседиментогенный минеральный комплекс входят минералы, возникшие после формирования осадка. По своей природе все они являются аутигенными. Они возникают на разных стадиях преобразования осадка или породы под влиянием различных по своей природе и одновременно действующих процессов. По отношению к компонентам седиментогенного минерального комплекса все эти минералы являются образованиями вторичными.

В каждом минеральном комплексе генетические связи между входящими в него минералами неодинаковы. Соответственно в составе каждого комплекса могут различаться более узкие подразделения, объединяющие минералы, связанные между собой более тесными узлами родства, как например, сходством механизма седиментации или условиями выделения из растворов. Такие более узкие минеральные ассоциации можно именовать минеральными сериями.

В седиментогенном минеральном комплексе различают следующие минеральные серии: 1) обломочную, или кластогенную; 2) коллоидную, или коллоидальную; 3) хемогенную; 4) биогенную и 5) пирокластическую.

В каждом типе пород доминирует одна из перечисленных минеральных серий. Так, в песчаниках господствующей является обломочная минеральная серия, в глинах — коллоидная, или коллоидальная, в известняках — хемогенная или биогенная, в туфах — пирокластическая. Сочетание в разных количественных соотношениях различных минеральных серий создает все многообразие известных нам осадочных отложений.

В постседиментогенном минеральном комплексе наиболее целесообразно выделять минеральные серии по стадиям их образования: 1) диагенетическая; 2) эпигенетическая; 3) метаморфогенная; 4) гипергенная.

Интенсивность проявления той или иной постседиментогенной минеральной серии свидетельствует не только о стадиях преобразования, которые претерпели интересующие нас породы, но и об интенсивности течения тех или иных минералообразующих процессов.

В каждой минеральной серии различаются минеральные парагенезисы. Под парагенезисом в минералогии принято понимать такое совместное нахождение минералов, которое обусловлено общностью их происхождения. Общее происхождение имеют минералы, образовавшиеся либо одновременно, либо последовательно в результате действия некоего общего процесса (Лазаренко, 1963).

Таким образом, каждая минеральная серия, седиментогенная или постседиментогенная, состоит, в свою очередь, из нескольких минеральных парагенезисов.

Наиболее трудная задача заключается в выделении парагенезов в составе обломочных серий. Парагенез в данном случае должен отражать минеральный состав исходных пород. Большей же частью количество данных, которыми располагает исследователь для подобных реконструкций, является ограниченным, а порой недостаточным.

Основываясь на особенностях состава минералов и их типоморфных чертах, при детальном исследовании обычно удается установить состав комплексов пород или формаций, за счет разрушения которых возникли рассматриваемые породы (Коссовская, Шутов, Муравьев, 1960; Коссовская, 1959).

Наряду с естественными минеральными парагенезами известны сонахождения минералов, образующих закономерную ассоциацию, связанную не общностью происхождения, а сходством или близостью физических и химических свойств, что обуславливает их совместную концентрацию в процессе переноса и отложения. Примером подобной ассоциации служат скопления тяжелых минералов, локализующихся в породе в виде микро-скопических слоев естественного шлиха. Такие слои состоят часто из граната, турмалина, циркона, монацита, эпидота, цоизита, магнетита, ильменита и других минералов, возникавших в различных породах.

Подобные ассоциации представляют своеобразные минеральные парагенезы, отличающиеся от рассмотренных выше тем, что источники происхождения у них различны. Они могут именоваться дифференционным минеральным парагенезисом.

Не вдаваясь в рассмотрение путей и особенностей формирования седиментогенных минеральных комплексов, поскольку они рассмотрены в ряде руководств и детально разобраны в опубликованной монографии Н. М. Страхова (1960), коснемся некоторых черт процессов формирования постседиментогенных минеральных серий.

Как это неоднократно отмечалось (Ферсман, 1922; Пустовалов, 1940), формирование аутигенных минералов обусловлено неравновесностью возникающих физико-химических систем в термодинамических условиях обстановки их бытия. Это ведет к перегруппировке веществ путем деструкции одних кристаллических решеток и возникновения других — более устойчивых в данных условиях.

Большинство терригенных осадков изначально представляет гетерогенные неравновесные и, следовательно, метастабильные системы. Их обводненность, воздействие бактерий, постепенно повышающиеся температура и давление способствуют и ускоряют приведение этих систем в равновесие. Однако изменение осадков протекает медленно. Скорость преобразования как осадков, так и пород вполне соизмерима с масштабом геологического времени, поэтому ни в диагенетической стадии, ни в последующих эпигенетических этапах полное физико-химическое равновесие, за некоторыми исключениями, не наступает.

Следует отметить, что не все компоненты осадков и возникающих на их основе пород в одинаковой мере устойчивы и реакционно-способны. Поэтому в круг протекающих изменений они вовлекаются не одновременно, а последовательно, соответственно степени их устойчивости. Стало быть, типы возникающих минеральных парагенезов определяются не валовым вещественным составом преобразующихся осадков или пород, а лишь составом тех компонентов, которые на данном этапе вовлекаются в преобразование. Остальные компоненты, инертные к протекающим изменениям, по-видимому, мало влияют на ход процесса и могут рассматриваться как своеобразные «стенки сосуда», в котором протекает химическая реакция.

Непрерывное изменение во времени термодинамических и физико-химических условий существования породы приводит к тому, что в сферу изменения вовлекается все большее и большее количество минералов,

инертных на предшествовавших этапах, в том числе также аутигенные минералы, возникшие ранее. Соответственно изменяется характер возникающих минеральных парагенезов, а также зачастую типоморфный облик и особенности формирующихся минеральных видов.

Когда процессы приспособления пород к новым термодинамическим и физико-химическим условиям данной геологической обстановки протекают относительно быстро или смена условий совершается чрезвычайно медленно с приближением к равновесному состоянию, возникшие на более раннем этапе аутигенные минералы полностью преобразуются и нацело замещаются новыми минеральными парагенезисами. В этих случаях судить о смене одних минеральных парагенезисов другими представляется возможным лишь по необходимости форм новообразованных минералов, выражающихся в возникновении параморфоз и псевдоморфоз, иногда с сохранением реликтов ранее существовавших минералов. Чаще, однако, процессы преобразования пород не доходят до конца и равновесное состояние не достигается. В породах наблюдается наложение одних аутигенных минеральных ассоциаций на другие, сопровождающееся лишь частичным, то более, то менее интенсивным замещением ранее возникших минералов новыми. Взаимоотношения минералов, позволяющие установить последовательность их образования, указывают вместе с тем и на последовательную смену одних ассоциаций другими. Это дает возможность восстановить с той или иной степенью достоверности и полнотой характер изменения физико-химических и термодинамических условий обстановки преобразования, реконструировать последнюю и проследить историю развития исследуемых пород.

Следовательно, тщательное изучение породообразующих минералов, минеральных парагенезов и последовательности их смены в породах, является основным путем к установлению последовательности смены обстановок преобразования и выделения в истории развития пород определенных стадий и этапов.

Между седиментогенными минеральными ассоциациями и возникающими на их основе аутигенными парагенезами существуют причинные связи, поскольку новообразованные минералы в той или иной мере формируются за счет вещества ранее образовавшихся компонентов породы. Эти связи достаточно сложны, так как, помимо вещества седиментогенных компонентов, на направление аутигенного минералообразования и характер возникающих минеральных парагенезов существенное влияние оказывает состав вод, гидрогеологический их режим, термодинамическая обстановка и ряд геологических условий, в которых совершаются процессы преобразования осадков и пород.

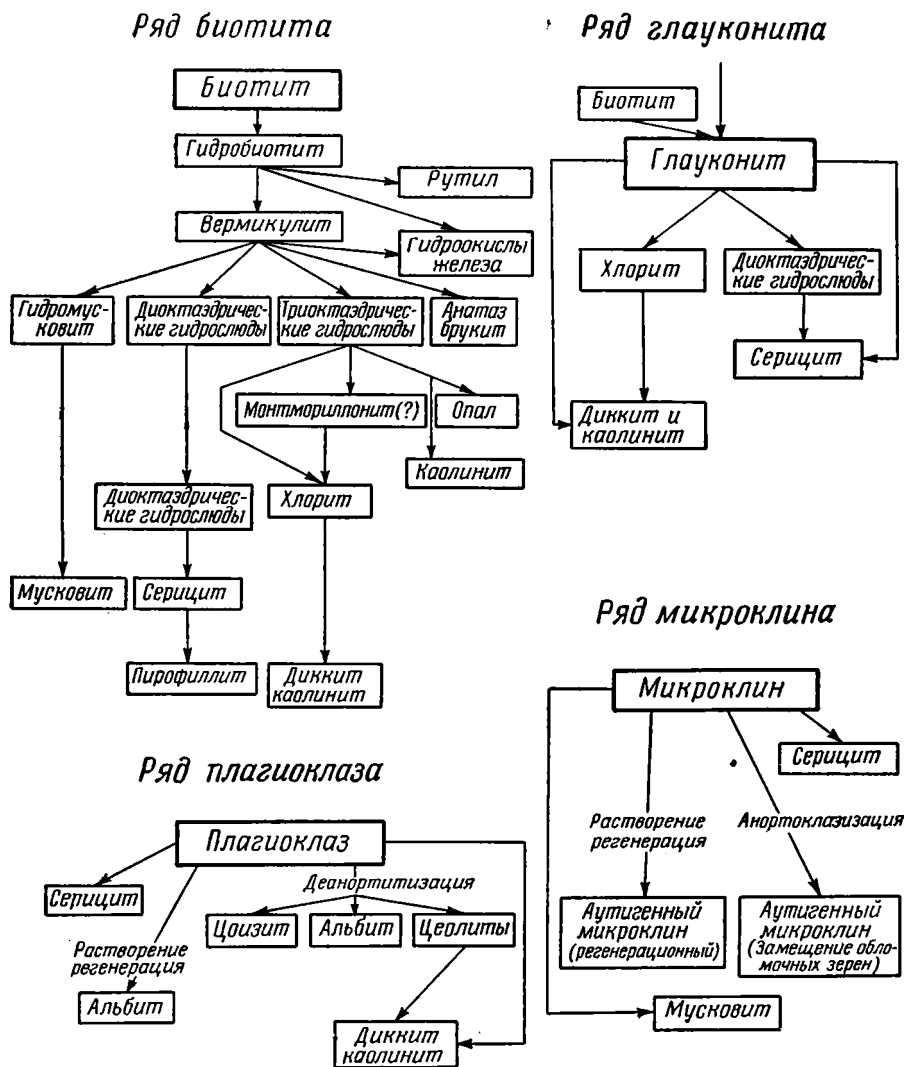
Таким образом, седиментогенные минеральные парагенезы то в большей, то в меньшей степени обуславливают и определяют возникновение тех или иных аутигенных минеральных ассоциаций. В осадочных породах часто наблюдаются такие минеральные сообщества, которые состоят из минералов седиментогенных, в частности обломочных, и минералов аутигенных, возникших за счет их преобразования.

В настоящее время нет термина для обозначения закономерного совместного нахождения (ассоциации) минералов, совершенно различных по происхождению, но тесно связанных между собой глубоким родством: происхождением одного из них за счет вещества другого¹. Такие ассоциации, широко распространенные в природе, имеют большое значение для выяснения процессов минералообразования и их рационально называть филопарагенетическими ассоциациями, или филопарагенезом.

¹ Например: пироксен → роговая обманка, роговая обманка → хлорит, плагиоклаз → каолинит, биотит → вермикулит, ильменит → лейкоксен, пирит → лимонит и т. д.

Рассматривая процессы вторичного преобразования осадочных пород, мы замечаем, что определенные минералы на соответствующих стадиях исчезают и замещаются другими.

Вновь образованные минералы, в свою очередь, по мере изменения термодинамической обстановки становятся неустойчивыми и сменяются другими аутигенными минералами и т. д. Прослеживая такую последовательную смену, можно установить наличие определенных минеральных



Фиг. 16. Филогенетические минеральные ряды

рядов. В начале ряда будет находиться исходный минерал, в конце — конечный продукт его преобразования. Любая пара минералов, соседствующая в таком ряду, образует филопарагенетическую ассоциацию, или филопарагенез. Такой стадийный генетический минеральный ряд или, короче, филогенетический минеральный ряд, будет отражать последовательную смену обстановок и условий преобразования и в этом отношении в некоторой мере будет подобен рядам, давно установленным в петрографии изверженных и метаморфических пород (например, реакционный ряд Боуэна).

Подобные ряды могут быть построены для многих минералов седиментогенного и постседиментогенного минеральных комплексов. Каждый филопарагенез в таком филопарагенетическом минеральном ряду несет определенную информацию о характере изменения физико-химических условий обстановки преобразования в данный этап. Устанавливая минеральные парагенезы в преобразуемых породах, мы получаем возможность сопоставлять между собой во времени все выделенные филопарагенетические минеральные ряды и тем самым судить об изменении обстановки преобразования не по одному минералу и не только по возникающему минеральному парагенезу, но и по совокупности характерных особенностей филопарагенезов всех рядов данного этапа.

Анализ совокупности филопарагенетических минеральных рядов, установленных для исходных минералов некоторых пород, позволяет значительно детальнее и глубже проследить историю их преобразования и выявить более общие закономерности, присущие процессам вторичного изменения вообще (фиг. 16).

IV. ДИАГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Древний возраст рассматриваемых толщ и широкое развитие в них различных вторичных новообразований крайне затрудняют выявление минералов, возникших в наиболее раннюю стадию формирования породы, в стадию диагенеза. Наблюдаемые минеральные парагенезы этой стадии являются по существу реликтовыми. Ограниченное количество минеральных видов, составляющих эти ассоциации, а также общее невысокое их содержание в породах, вероятно, в некоторой мере явление кажущееся, обусловленное последующим преобразованием этих минералов в эпигенезе. По этим же причинам не представляется возможным выделить в диагенетической стадии четко выраженные этапы. В известной мере условно можно усмотреть в этой стадии два этапа: окислительный и восстановительный.

К образованиям первого этапа относятся гидроокислы железа, во второй этап возникает следующий минеральный парагенез: глауконит, фосфаты, изредка сидерит, пирит.

К наиболее ранним минералам диагенетической стадии относятся гидроокислы железа, образующие в красноцветных песчаниках и алевролитах пленочный и реже поровый цемент, а в пестроцветных аргиллитах — дисперсные частицы, тесно связанные с дисперсными же глинистыми минералами.

Окислы и гидроокислы железа широко развиты также в пестроокрашенных и шоколадно-коричневых кремнистых вулканических туфах и туффитах, где, помимо дисперсных выделений и мельчайших зернышек, импрегнирующих основную массу породы, они образуют тончайшие пленочки, облекающие пепловые частицы с поверхности в виде «рубашек».

Красноцветные терригенные породы развиты главным образом в верхних частях приднестровского разреза (каниловские слои), где они часто перемежаются с зелено- и сероцветными породами. Отдельные прослои красноцветов встречаются и в ярышевских слоях.

Как показали предшествующие исследования (Стащук, 1958; Курочка, 1959), терригенные породы, окрашенные в вишнево-красный, красновато-бурый и шоколадно-коричневый цвет, в сравнении с соответствующими разновидностями с зеленовато-серой и серой окраской, отличаются более высоким содержанием железа и исчезающе малым количеством органического вещества.

Гидроокислы железа, формирующие пленочный и реже поровый цемент, являются частично продуктами седиментогенной стадии, образовавшимися путем привноса гидроокислов железа с суши в форме механических суспензий или коллоидных растворов, частично же возникли в окислительный этап диагенетической стадии за счет разложения и внутрислойного раство-

рения железосодержащих алюмосиликатов. Важно отметить, что в породах, содержащих в составе цемента гидроокислы железа, широко распространены явления замещения пластинок биотита окислами железа.

Таким образом, пленочный и поровый железистый цемент в красноцветных обломочных породах представляет частично седиментогенное, частично диагенетическое образование. Невысокое исходное содержание в этих породах органического вещества или же условия медленного захоронения осадка, способствовавшие более полному разложению органического вещества бактериями, приводили к возникновению резко окислительных условий среды. При этом не только не протекала редукция гидроокислов железа, но они дополнительно накапливались за счет разложения железосодержащих минералов.

Плотное обрастание гидроокислами железа зерен кварца с образованием пленочного цемента типа «железистой рубашки» в красноцветных песчаниках и алевролитах и тесное срастание гидроокислов железа с дисперсными глинистыми минералами, наблюдаемое в аргиллитах, были связаны с электрическими зарядами, которые возникают на поверхности любых минералов и минеральных агрегатов при перемещении относительно них поровых растворов (ζ -потенциал). В то время как зерна кварца и глинистые минералы в водных растворах электролитов заряжаются отрицательно, золи гидроокислов железа обладают положительным зарядом (Думанский, 1948). В результате взаимного притяжения разноименно заряженных частиц коллоидное железо перемещается к зернам кварца и частицам глинистого вещества и коагулирует, нарастая на них в виде тончайших пленочек и «рубашек».

В серо- и зеленоцветных породах, обогащенных органическим веществом, гидроокислы железа отсутствуют. В условиях восстановительной обстановки формирования этих пород образования гидроокислов железа в диагенезе или вовсе не происходило, или оно протекало в незначительном масштабе. Привносившиеся гидроокислы железа восстанавливались и, приобретая способность к миграции, частично выносились из осадка (Страхов, 1953), частично же выпадали в осадках в форме зерен глауконита, рассеянной вкрапленности сульфидов железа, а также в виде нераспознаваемых коллоидно-дисперсных минералов, которые вследствие своих незначительных размеров и высокой реакционной способности в последующие этапы преобразования видоизменялись в другие минералы.

Глауконит широко распространен в различных породах разреза. В аргиллитах глауконит наблюдается в форме мелких (0,03—0,2 мм) округлых и овальных зерен то с бледной, то с яркой зеленой окраской и микроагрегатной структурой. В зернах глауконита иногда развиты радиальные и неправильные трещины синерезиса, по которым отмечаются выделения пирита. Это свидетельствует о возникновении таких зерен в результате раскристаллизации коллоидов.

В некоторых аргиллитах, алевроитовых аргиллитах и обломочных слюдяных породах ломозовских и ярышевских слоев попадает глауконит, образующий, наряду с овальными зернами, причудливо изогнутые вермикулитообразные кристаллы и агрегаты бледно-зеленой окраски, изредка с пластинчато-спайной структурой. Судя по форме, а также по наличию иногда постепенных переходов к биотиту, пластинчато-спайный глауконит возникает за счет преобразования биотита.

В песчаниках глауконит по форме выделений относится к трем типам. Наиболее широко развит глауконит, выполняющий тонкие трещины в обломочных зернах кварца, плагиоклаза и микроклина. Выделения глауконита этого типа наблюдались во всех горизонтах разреза, исключая олчедиевские и каниловские слои. Глауконит характеризуется яркой зеленой, иногда изумрудно-зеленой окраской и микроагрегатной структурой. В зернах кварца с бластической кварцитовидной структурой выделения глауко-

нита обычно следуют вдоль контакта отдельных кристаллов, окаймляя последние, а также выполняют тончайшие трещинки, секущие зерна.

Подобного типа глауконитовые новообразования наблюдаются изредка в зернах плагиоклаза и значительно чаще — микроклина. Глауконит развивается вдоль трещин спайности (табл. XXVI, 6), а иногда и по другим направлениям. Он не только выполняет трещины, но замещает при этом кварц и полевые шпаты. Мелкие чешуйки биотита, заключенные в кварце и полевых шпатах, замещаются глауконитом пластинчато-спайного облика. В последующие этапы эпигенетической стадии глауконит описанного типа нередко хлоритизируется, иногда частично, иногда нацело. Можно полагать, что в тех случаях, когда полевые шпаты замещаются хлоритом, последний возникает частично по предшествовавшему ему глаукониту.

Заметно реже в песчаниках присутствуют относительно крупные зерна глауконита размером около 0,2—0,3 мм, округлой, овальной и неправильной формы, иногда с характерными трещинами синерезиса. Такие зерна глауконита иногда отмечаются в породах ямпольских слоев, где они позднее обесцвечиваются и замещаются грубочешуйчатым агрегатом бесцветных серицитоподобных слюд с яркой интерференционной окраской. В ярышевских, джуржевских и калюсских слоях крупные зерна глауконита распространены заметно шире. Глауконит присутствует в крупнозернистых песчаниках и гравелитах с обильным обломочным слюдяным (существенно биотитовым) цементом, а также в некоторых крупнозернистых олигомиктовых песчаниках с регенерационным кварцевым, каолинит-диккитовым и кальцитовым цементами. В этих породах содержание глауконита иногда бывает значительным и составляет около 5—10%. С глауконитом тесно ассоциирует пирит, иногда выполняющий трещинки синерезиса. В некоторых среднезернистых песчаниках ярышевских и калюсских слоев с каолинитовым и кальцитовым цементом крупные зерна микроагрегатного бледно-зеленоватого глауконита ассоциируют с мелкими конкрециями буроватого фосфорита.

Особенно обильны крупные выделения глауконита в песчаниках джуржевских слоев (обнажение 202 км). Глауконит здесь образует зерна округлой, овальной и неправильной формы, размером от 0,1 до 0,5 мм, окрашенные в ярко-зеленый цвет, с микроагрегатной структурой. Его выделения иногда интенсивно корродируют и цементируют обломочные зерна кварца. С ним ассоциируют пирит в форме тонкой вкрапленности и выделения бурого фосфата. Последние часто цементируют глауконит, а иногда его замещают. Наблюдаются все стадии замещения этого минерала фосфатом — от начальных, захватывающих лишь периферийные части зерен, до полных псевдоморфоз.

В песчаниках из джуржевских и калюсских слоев, содержащих конкреционные выделения фосфатов, глауконит, наряду с зернами микроагрегатной структуры, встречается в виде крупных вермикулитообразных, веерообразных и гармошkovидно изогнутых кристаллов и образований типа «столбика монет» с пластинчато-спайной структурой. Размеры их достигают 0,2—0,5 мм. Глауконит окрашен то в бледный, то в густой зеленый цвет, нередко обнаруживает заметный плеохроизм и яркую интерференционную окраску. Судя по форме, подобные образования возникают, вероятно, за счет преобразования биотита.

В виде мелких вермикулитообразных и пластинчато-спайных агрегатов глауконит широко развит в полимиктовых туфогенных алевролитах и в песчаниках с примесью обломков эффузивных пород. В этих породах глауконит часто замещает пластинки биотита, в ряде же случаев образуется по вулканическому стеклу и основной массе обломков эффузивов.

Процессы глауконитизации отчетливо проявляются в пестроцветных кремнистых туфах и туффитах. Глауконит встречается в этих породах спорадически. Он образует в них мелкие и крупные выделения линзовидной

и овальной формы до 5 мм длины, уплощенные в направлении слоистости. Эти выделения замещают бурую ожелезненную стекловатую массу породы. Глауконит представлен бледно-зеленоватой микроагрегатной массой или образует монокристаллические пластинчато-спайные выделения с отчетливым плеохроизмом от ярко- до светло-зеленого цвета, с двупреломлением около 0,020. В этих образованиях иногда различаются контуры нацело замещенных глауконитом пепловых частиц, а изредка сохраняются сами частицы, состоящие из пелитизированного и ожелезненного вулканического стекла. Глауконит, развитый в туфах, относится к железистым разновидностям и близок по составу к селадониту. В некоторых песчаниках из каниловских слоев глауконит замещает гидроокислы железа, которые сохраняются в нем в форме реликтов.

Фосфориты развиты преимущественно в отложениях ушницкой свиты, но их проявления известны и в лозовских слоях могилевской свиты. Максимальной интенсивности процессы фосфатообразования достигают в калюсских (миньковецких) слоях. Выделения фосфорита наблюдаются в форме линз и правильных шарообразных конкреций, приуроченных к аргиллитам. Линзы имеют обычно небольшие размеры, не превышающие нескольких сантиметров в длину. Они окрашены в темно-серый цвет и слагаются дисперсным изотропным фосфатным веществом зеленовато-бурого цвета. Фосфатное вещество цементирует зерна кварца, листочки бурых и бесцветных слюд. В них иногда различаются темно-бурые прослойки, по-видимому, обогащенные органическим веществом. В фосфатной массе попадаются иногда включения шарообразных зерен глауконита, которые группируются в цепочки. Изредка наблюдается пирит. Помимо линзовидных форм, фосфориты иногда образуют также пропластки толщиной в 5—10 см, длиной в несколько метров (ярышевские слои).

Крупные шарообразные фосфоритовые конкреции, присутствующие в калюсских слоях, неоднократно изучались различными исследователями и подробно описаны выше. Здесь укажем лишь следующие их особенности: фосфоритовые конкреции рассеяны не беспорядочно, а группируются в ряды — горизонты, что указывает на существенное влияние на их распределение слоистой текстуры вмещающих пород, а возможно, также на закономерное распределение в них фосфатного вещества, контролируемого слоистостью. Правильная шарообразная форма конкреций свидетельствует о слабом проявлении одностороннего давления и, следовательно, на их формирование на относительно небольшой глубине, т. е. в диагенетическую стадию. Фосфориты приурочены к толще, резко обогащенной органическим веществом, содержащей обильную вкрапленность пирита и мелкие зерна глауконита. В первичных фосфоритовых конкрециях глауконит, по-видимому, отсутствует, а пирит встречается в незначительном количестве в виде вкрапленности.

Заметно реже фосфоритопроявление выражается в песчаниках присутствием мелких обломочков, галек и линзовидных конкреций. Фосфатное вещество цементирует обломочные зерна кварца и полевых шпатов, листочки биотита, выделения глауконита и частично замещает последний. Реже фосфат замещает гидратизированные и неизмененные листочки биотита, при этом отдельные листочки последнего замещаются хлоритом. С фосфоритовыми конкрециями в песчаниках нередко ассоциирует тонкая вкрапленность пирита. Отмечаются конкреции и фосфоритовые галечки, окаймленные с периферии пиритом.

В последующую, эпигенетическую, стадию фосфориты замещаются рядом минералов, в том числе кальцитом.

Сидерит наблюдается исключительно редко в некоторых разновидностях песчанников калюсских слоев. Он образует остроромбовидного облика кристаллы, погруженные в более поздний монокристаллический базальный кальцитовый цемент. Кристаллы сидерита иногда оторочены тонкой пири-

товой каймой. Изредка пирит замещает сидерит с периферии, что указывает на более раннее образование последнего.

Пирит встречается преимущественно в глинистых породах, обогащенных органическим веществом. Он образует тонкую вкрапленность в аргиллитах ломозовских, ярышевских, калюсских и реже каниловских слоев. Особенно обильно содержание пирита в калюсских слоях, где выделения его усеивают микропропластки, обогащенные волокнами обуглившихся растительных остатков и реже битуминозными продуктами. Обилие его нередко сказывается на окраске пород. В меньшей степени подобные явления констатируются в породах нижней части разреза ярышевских слоев. Пирит образует мельчайшие кристаллики кубического, реже октаэдрического и пентагонально-додекаэдрического облика и агрегаты кристалликов, которые приобретают иногда шаровидную, чаще же неправильную форму. Размер выделений обычно измеряется сотыми долями миллиметра. Тонкая вкрапленность пирита иногда локализуется в мелкие линзочки, вытянутые в направлении слоистости. Длина их измеряется десятими долями миллиметра и не превышает нескольких миллиметров. Однако в единичных случаях (ломозовские, ярышевские и калюсские слои) стяжения пирита лепешкообразной формы различимы и достигают размера 1—2 см при толщине в несколько миллиметров.

Спорадически пирит встречается в песчаниках, где он образует редкую вкрапленность, а иногда мелкие линзовидные конкреции размером 1—2 см в поперечнике. Подобные диагенетические конкреции в олчедаевских песчаниках, а также в некоторых разновидностях ямпольских слоев очень редки.

Как уже указывалось, пирит обычно ассоциирует с глауконитом и в тех породах, где последний присутствует, большей частью наблюдается также пирит. Исключением являются каниловские слои, где выделения глауконита часто не сопровождаются вкрапленностью пирита.

В песчаниках, где зерна глауконита достигают заметных размеров, устанавливается, что пирит выделяется позднее глауконита. Он образует тонкую вкрапленность по контурам зерен, а иногда вдоль трещин синерезиса.

Как видно из приведенных данных, наиболее типичным парагенезисом, возникающим в диагенезе, является ассоциация глауконит — фосфорит — пирит. Пирит и глауконит нередко присутствуют раздельно; фосфоритовые же проявления почти всегда сопровождаются глауконитом и пиритом. В глинистых породах эти минералы обнаруживают тесную связь с органическим веществом, в песчаниках подобная связь не устанавливается.

Последовательность выделения минералов указывает на постепенное закономерное изменение обстановки минералообразования от резкоокислительных условий (окислы железа) через слабовосстановительные (глауконит, фосфорит) к восстановительным (сидерит — пирит).

К процессам, частично протекающим уже в диагенетическую стадию, следует отнести внутрислойное растворение ряда фемических минералов и, вероятно, крайне нестойких средних и основных плагиоклазов.

Гиперстен, моноклинные пироксены, амфиболы и основные плагиоклазы являются главными породообразующими компонентами ряда кристаллических пород, принимающих участие в строении фундамента. Эти же породы широко развиты в прилегающих территориях Украинского кристаллического массива. Они, несомненно, играли существенную роль в формировании обломочных минеральных парагенезов рассматриваемых осадочных толщ. Хотя в процессе выветривания и переноса значительная часть указанных минералов была разрушена, надо полагать, что частично они все же поступали в осадок. Между тем пироксены в рассматриваемых породах вовсе отсутствуют, а амфиболы фиксируются исключительно редко в виде единичных зерен среди минералов тяжелой фракции песчаных пород. Зер-

на амфиболов обычно обнаруживают следы растворения, выражающиеся в появлении зубчатых ограничений. Отсутствуют также плагиоклазы основного олигоклаза. Все это указывает на вероятность растворения этих минералов в постседиментационные стадии. Можно полагать, что по крайней мере частично растворение этих минералов протекало уже в диагенезе.

К числу внутрислойно растворившихся минералов относится, вероятно, апатит. Индивидуализированные его зерна не попадают ни среди минералов тяжелой фракции, ни в шлифах, между тем в виде включений в других минералах он иногда присутствует. Следует полагать, что исчезновение свободных зерен апатита из рассматриваемых пород связано с его растворением в раннем диагенезе.

В диагенетический этап, по-видимому, частично формируются и аутигенные глинистые минералы за счет коагуляции коллоидов и гидратизации тончайших обломочных продуктов. Однако современные методы исследования не позволяют уверенно распознавать эти образования.

Как видно из приведенных данных, роль диагенетических процессов в аутигенном минералообразовании, протекающем в рассматриваемых породах, довольно ограничена. За исключением фосфоритообразования, интенсивно проявляющегося в аргиллитах калюсской свиты, диагенетические минералы в большинстве типов пород присутствуют в небольшом количестве и распространены в них отнюдь не повсеместно, а преимущественно спорадически.

Рассматривая характер диагенетических процессов, можно заметить, что они сводятся к преобразованию наименее стойких и наиболее реакционно-способных компонентов осадка, особо чувствительных к окислительно-восстановительным условиям среды. В осадках, бедных органическим веществом, развиваются процессы окисления железосодержащих минералов, сопровождающиеся их разложением; наряду с растворением наименее стойких фемических минералов под воздействием иловых вод, обогащенных углекислотой, протекает, вероятно, также частичное разрушение основных полевых шпатов, ведущее к обогащению иловых вод не только железом и магнием, но также кальцием, щелочами, алюминием, кремнеземом и малыми элементами, заключенными в решетках этих минералов (Страхов, 1957б). Надо полагать, что в первую очередь растворяются наиболее дисперсные фракции обломочных пород, обладающие огромной удельной поверхностью, соответственно избыточной энергией и высокой реакционной способностью. Эти процессы преобразования по своей сути являются продолжением процессов выветривания, которые здесь протекают, однако, в своеобразных условиях.

Присутствие в породах органического вещества способствует возникновению восстановительных условий. В результате начинается редукция минеральных соединений железа, марганца и других легко восстанавливаемых элементов. В этой обстановке идет сперва образование глауконита, возникающего как синтетически, путем коагуляции золей, так и за счет взаимодействия иловых растворов с другими минералами: биотитом, полевыми шпатами, кислыми вулканическими стеклами и реже кварцем. В дальнейшем возникают условия, благоприятствующие локализации рассеянного фосфатного вещества и формированию фосфоритовых конкреций. Фосфор содержался частично в некоторых минералах, попавших в осадок и подвергшихся растворению (apatит, возможно и монацит). Главным же его источником в осадках являлись разрушавшиеся на суше, в области сноса, основные туфогенные породы, в которых содержание P_2O_5 было изначально довольно высоким. Об этом свидетельствует присутствие в стратиграфическом разрезе ниже и выше аргиллитов калюсского горизонта, к которым приурочена основная масса фосфоритовых конкреций, туфогенных песчаников, в которых содержание P_2O_5 колеблется от 1,3 до 1,5%. Возможно, однако, что заметное обогащение калюсских осадков

фосфором связано с его поступлением в седиментационный бассейн в виде растворов эндогенной природы¹, связанных с синхронной осадконакоплением вулканической деятельностью, следы проявления которой известны в осадках этого времени, накапливавшихся южнее и юго-восточнее, в районе поселков Мирного и Каушаны (А. В. Копелиович).

Поступавший в бассейн фосфорный ангидрид химически и биогенно осаждался. Локализация и концентрация рассеянного в глинистых илах фосфата с образованием фосфоритовых конкреций протекала позднее, в диагенетическую стадию, после возникновения глауконита.

Причины, вызывающие стяжения рассеянного вещества в конкреции, не установлены. Н. М. Страхов (1957а, б) считает, что перераспределение вещества и конкрециеобразование вызываются рядом причин: пестротой физико-химических условий, возникающей в осадке в результате жизнедеятельности организмов в первые моменты диагенеза, дегазацией осадков, особенно утечкой CO_2 , наступающей с некоторого времени, собирательной кристаллизацией около возникающих центров стяжения, которая приводила к уходу вещества из одних точек и усиленной его аккумуляции в других.

Следует отметить, что фосфоритовые конкреции, вероятно, как и большинство других, первоначально представляли не кристаллические агрегаты, а гелевые сгустки и, следовательно, рассматривать формирование гелевых сгустков как собирательную кристаллизацию нет основания.

Нам кажется, что одна из причин перераспределения вещества, ведущего к образованию конкреций, заключается в сложных электрохимических и термодинамических явлениях, возникающих в тонкопористых гетерогенных средах, каковыми служат сильно обводненные осадки, изобилующие коллоидными частицами, где одновременно сосуществуют различные фазы: твердая, жидкая и газообразная. В этих условиях возникают сложные и неоднородные электрические поля, связанные с особенностями распределения электрических зарядов на границах различных фаз. Особую роль при этих явлениях играет так называемый электрокинетический потенциал ζ (дзета-потенциал), обнаруживающийся при относительном взаимном перемещении двух каких-либо фаз: твердой — жидкой, жидкой — жидкой, жидкой — газовой, твердой — газовой. С электрокинетическим потенциалом ζ связаны явления электроосмоса и электрофореза (движение жидкости через капилляры и движение диспергированных частиц в среде под действием приложенного извне электрического потенциала). При движении частиц в средах или жидкости через капилляры возникает соответственно потенциал движущихся частиц и потенциал протекания (Думанский, 1948, стр. 201).

При продвижении жидкости в капиллярах возникает ζ -потенциал, стремящийся задержать происходящее истечение. Как известно, если давлением проталкивать жидкость сквозь капилляры, то на их концах возникает скачок потенциала — так называемый потенциал протекания. Поскольку любая пористая среда может рассматриваться как совокупность большого числа капилляров, то продвижение жидкости сквозь пористые среды должно сопровождаться появлением потенциала протекания E .

В природных условиях, под давлением накапливающихся осадков, нижние их горизонты постепенно обезжизняются путем выжимания заключенной в них иловой воды. Продвижение воды по капиллярам осадка должно сопровождаться появлением ζ - и E -потенциалов.

Величины ζ - и E -потенциалов вообще невелики, сильно зависят от

¹ Роль эндогенных источников фосфора в процессах осадочного фосфатообразования неоднократно отмечалась Н. С. Шатским (1955). Его взгляды в последнее время нашли подтверждение в работах И. В. Хворовой (1961), К. К. Зеленова (1961) и Н. Г. Бродской (1961).

растворенных в воде электролитов и обычно уменьшаются с ростом их концентрации.

Возникновение потенциала протекания должно сказаться на характере электрического поля и будет вести к перемещению ионов и коллоидных частиц (золей) соответственно знаку и величине их заряда, вызывая перераспределение вещества и способствуя формированию конкреций. Интересно отметить, что пористые силикатные среды, как например фильтры Беркенфельда, изготовленные из инфузорной земли, имеют отрицательный заряд, гипсовые фильтры — электрически нейтральны, известковые — заряжаются положительно (Думанский, 1948, стр. 204—205). Частицы глины размером менее $0,001\text{ мкм}$ в водных суспензиях заряжены отрицательно (при скорости $2 \cdot 10^{-4}\text{ см/сек}$ ζ -потенциал составляет 49 мВ), кварц в частицах размером $0,001\text{ мкм}$ заряжается также отрицательно (при скорости $3 \cdot 10^{-4}\text{ см/сек}$ ζ -потенциал составляет 44 мВ). Золи $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, алюминия, титановой кислоты, Cr_2O_3 , CaCO_3 , MgCO_3 , CaF_2 характеризуются положительным зарядом, а MnO_2 , V_2O_5 , PbS , CuS и другие сульфиды — отрицательным (Думанский, 1948, стр. 209, 211; Пустовалов, 1940, стр. 178).

Благодаря этим представлениям становится понятным преимущественное развитие в известняках кремневых конкреций, а в песчаниках и глинах — карбонатных.

Таким образом, процессы диагенетического конкрециеобразования находятся, по-видимому, в связи с процессами обезвоживания осадка. Это совпадает с представлениями Н. М. Страхова, по мнению которого перераспределение вещества протекает сравнительно быстро, когда осадок еще мало уплотнен и сильно обводнен, «а с потерей воды и возрастанием плотности осадка миграция веществ постепенно затухает и наконец прекращается» (Страхов, 1957б, стр. 21—22).

За формированием фосфоритовых конкреций следует образование изредка сидерита и обычно пирита. Появление этих минералов свидетельствует об усилении восстановительных условий.

В целом же течение диагенетических процессов, в соответствии с представлениями Н. М. Страхова, в значительной мере определяется содержанием в исходных осадках органического вещества и скоростью их захоронения. Помимо влияния на окислительно-восстановительный потенциал (а соответственно, и на ход ряда химических реакций), содержание органического вещества весьма существенно сказывается на коагуляции зелей, а также на скорости старения и обезвоживания коллоидов и литификации осадков.

V. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

На облике изученных пород исключительно сильно проявляются и наиболее заметно сказываются эпигенетические преобразования. Как показали микроскопические исследования, изменения пород в эпигенезе возникли не в результате проявления и развития единого однонаправленного процесса, а под действием ряда различных процессов, связанных с геологической историей рассматриваемой территории. Интенсивность проявления этих процессов различна в разных частях разреза. Помимо того, изменения литологически различных пород под действием одного и того же процесса также неодинаковы. Они модифицируются и видоизменяются в зависимости от ряда особенностей пород.

По типу возникающих изменений определенных групп пород различают отдельные этапы эпигенетической стадии. Каждый этап соответствует преобразованию пород под действием преимущественно одного процесса и выражается в возникновении определенных минеральных парагенетических ассоциаций или их групп. Следует подчеркнуть, что процессы преобразования (и соответствующие им этапы) хотя и сменяются последовательно во времени, но строго не разграничены. Дело в том, что смена процессов происходит, как правило, весьма постепенно. Поэтому на конечных фазах одного этапа уже различаются некоторые черты, присущие этапу, его сменяющему. Таким образом, граница между ними даже в одном и том же типе пород не всегда достаточно четко различима и выделяется с известной условностью.

В разных типах пород различные этапы проявляются не с одинаковой интенсивностью и полнотой, а некоторые этапы вообще не проявляются, выпадают. Следовательно, понятие «этап» рассматривается не как временная категория, начало и конец которой повсеместно совпадают. В различных типах пород и в разных частях разреза одни и те же изменения протекают не в одно и то же время, т. е. они не синхронны.

НАЧАЛЬНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ

ЭТАП ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЛЮД И ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Этап преобразования слюд и формирования глинистых минералов развит широко. Он проявляется в том или ином виде с различной интенсивностью почти во всех породах разреза. Процессы видоизменения минералов, свойственные этому этапу, приводят к возникновению нескольких филогенетических минеральных ассоциаций — филопарагенезов:

обломочными зернами. Процессы изменения и гидратизации биотита иногда сопровождаются выделением дисперсных гидроокислов железа.

Таким образом, взаимоотношения биотита и присутствующих в породе дисперсных глинистых минералов, образующих цементирующую массу песчаников, особенно в хорошо отсортированных их разновидностях, позволяют считать, что подавляющая часть этих глинистых минералов не является седиментогенной, а возникла в результате изменения обломочного биотита.

Как показали детальные исследования, дисперсные глинистые минералы в песчаниках представлены преимущественно вермикулитом, смешанно-слоистыми глинистыми образованиями, состоящими из тончайших переслаивающихся пакетов биотита с пакетами вермикулита, триоктаэдрическими и диоктаэдрическими гидрослюдами в различных количественных соотношениях.

Аутигенная природа гидрослюдистых минералов, в частности вермикулита, и их возникновение в результате преобразования биотита отчетливо устанавливаются рентгеноструктурным анализом. На дебаграммах часто наблюдается широкое затемненное кольцо, отвечающее постепенному переходу биотита (10,04 Å) в вермикулит (14,2 Å). Необходимо отметить, что монтмориллонит, присутствие которого отмечали некоторые предшествовавшие исследователи, ни рентгеноструктурным анализом, ни электронно-микроскопическими методами не был обнаружен. Лишь в некоторых разновидностях песчаников микроскопические исследования показали наличие в гидрослюдистой массе индивидуализированных выделений, напоминающих монтмориллонитовый минерал. Эти образования, возникающие в результате замещения гидрослюд, характеризуются неправильными ограничениями. Они окрашены в желтовато-зеленоватый цвет, обладают отчетливой метаколлоидной структурой (переливающийся крест) и яркой интерференционной окраской. Показатель преломления этих образований изменив, но всегда заметно выше кварца. По-видимому, эти образования изначально были представлены монтмориллонитом, который лишь при дальнейших изменениях перешел в гидрослюдистые продукты. О вероятности такого предположения свидетельствует частое возникновение монтмориллонита в процессе преобразования биотита как в корях выветривания (Гинзбург, Рукавишникова, 1941, 1946, 1951, 1953; Разумова, 1961), так и при диагенезе и эпигенезе. Коссовская (1959) наблюдала развитие монтмориллонита в виде пакетов, чередующихся с пакетами гидрослюд, при преобразовании биотита в мезозойских песчаниках Западной Сибири. В юрских песчаниках Восточной Сибири В. И. Копорулин (1962) отметил переход биотита в гидрослюды и монтмориллонит. Приведенные данные дают основание предполагать, что процесс преобразования биотита не ограничивался формированием вермикулита и гидрослюд, а протекал дальше с образованием монтмориллонита, который позднее был полностью преобразован в другие минералы.

В некоторых песчаниках и алевролитах отдельные листочки гидратизованного биотита и вермикулита иногда с краев бывают полностью обесцвечены, интерференционная окраска понижается до серых тонов и эти части нацело переходят в каолинит. Иногда каолинизация захватывает не только края, но и большую часть преобразующейся пластинки. При иммерсионных исследованиях в таких частично или полностью каолинизированных пластинках иногда обнаруживаются мельчайшие глобулы опала округлой и овальной формы, выделяющиеся за счет избыточного содержания кремнезема в биотите в сравнении с каолинитом. Можно предполагать вероятность частичного замещения каолинитом отдельных дисперсных чешуек гидрослюд и монтмориллонита, однако микроскопически такие изменения обнаружить не удалось.

Преобразование биотита в гидробиотит, вермикулит и глинистые

минералы гидрослюдистого типа сопровождается частичным растворением обломочных зерен кварца (табл. XXVI, 1) и полевых шпатов, а также замещением их глинистыми продуктами гидрослюдистого типа. Особенно заметно подвергаются замещению зерна полевых шпатов, главным образом плагиоклаза. Глинистое вещество развивается преимущественно вдоль трещин спайности, образуя своеобразную сеть, которая иногда расчленяет зерна на отдельные разобщенные реликты, сохраняющие одинаковую оптическую ориентировку двойников, присущую изначальному зерну. Явления растворения и замещения зерен кварца и полевых шпатов выражены особенно отчетливо в песчаниках и алевролитах с базальным глинистым цементом, в обломочных слюдяных породах и слюдяных аргиллитах. Некоторые характерные черты, присущие этому процессу, мы осветим ниже при рассмотрении соответствующих пород.

В некоторых разновидностях песчаников и гравелитов олчедаевских и реже ямпольских слоев наблюдается также развитие агрегатов, состоящих из мелких и крупных чешуек диоктаэдрической гидрослюды. В гидрослюдистой массе, иногда играющей роль цемента, нередко сохраняются реликтового облика зернышки кварца и полевых шпатов, корродированных до состояния кружева. Замещению подвергаются также крупные зерна кварца (табл. XXVI, 4), микроклина и особенно плагиоклаза с краев и по трещинам. Кроме того, эти образования возникают также за счет замещения крупных пластинок гидратизированной слюды. Гидрослюдистая масса в отдельных участках прорастает кремнистыми продуктами, представленными полураскристаллизованным опалом и халцедоном. В участках развития гидрослюдистого цемента этого типа некоторые зерна кварца обрастают крустификационными каемками кварца, халцедона, а иногда лютетита. Таким образом, в данных условиях гидрослюдистый цемент развивается в результате разложения полевых шпатов, частично кварца и слюд, с выделением избыточного кремнезема в форме различных аутигенных минеральных модификаций. Как показали рентгеноструктурные исследования, гидрослюды, возникающие в результате разложения полевых шпатов, представлены почти исключительно диоктаэдрическими гидрослюдами (табл. 4).

Замещение полевых шпатов и частично кварца гидрослюдой протекало, по-видимому, в рассматриваемый этап эпигенеза, поскольку оно предшествовало образованию регенерационных кварцевых каемок. Процесс этот продолжался, по всей вероятности, и в следующий этап. Развитие процесса, по-видимому, связано с гидратизацией биотита и интенсивным выносом щелочей, вызывавшими повышение щелочности интерстиционных растворов. Это приводило к частичному растворению силикатов и алюмосиликатов, в том числе полевых шпатов, и к появлению в растворе ионов алюминия, которые способствовали преобразованию гидробиотитовых минералов в гидромусковитовые. Ионы калия и глинозема, взаимодействуя с кварцем, замещали его диоктаэдрической гидрослюдой, которая в последующий этап преобразовалась в серицит. Избыточный кремнезем фиксировался в форме аутигенных кремнистых минералов.

С преобразованием биотита связано развитие в рассматриваемых породах титанистых минералов: рутила, анатаза, брукита.

Рутил возникает в процессе гидратизации и обесцвечивания биотита и перехода его в гидробиотит и вермикулит. Он образует тончайшие иголки, закономерно растущие в пластинки биотита по характерной гексагональной сетке, заметные лишь на базальных поверхностях преобразующихся пластинок. На поперечных срезах наблюдаются неидентифицируемые точечные включения, соответствующие поперечным срезам иголок.

Изредка рутил присутствует в цементирующей массе в форме свободных мельчайших кристалликов с прекрасной огранкой. Единично отмеча-

лись и коленчато-сдвойникованные кристаллы рутила. К новообразованиям, вероятно, следует отнести также некоторые игольчатые его кристаллы, явно врастающие в обломочный кварц. В ряде случаев (каниловские слои) обломочный кварц с периферии прорастает игольчатыми и шестовидными кристаллами рутила, концы которых выступают за пределы обломочных границ зерен. Эти образования возникают, возможно, путем выделения рутила из титаносодержащих интерстиционных растворов, проникающих в обломочные зерна по тончайшим ультрамикроскопическим трещинам, существовавшим в зернах или возникшим под воздействием нагрузки вышележащих толщ.

Анатаз распространен значительно шире. Он образует прекрасно ограниченные с пирамидальными окончаниями таблитчатые кристаллы, то находящиеся в цементирующей глинистой массе, то включенные в новообразованный кварц, регенерирующий зерна. Большей частью кристаллы анатаза группируются в скопления, а иногда инкрустируют микрожеодки, внутренние полости которых выполняются аутигенным кварцем или кальцитом (табл. XXVII, 7). Анатаз возникает не только за счет титана, заключенного в биотите, но также и за счет преобразования ильменита и титаномагнетита, присутствовавших в породе в форме обломочных зерен. Об этом свидетельствует приуроченность выделений анатаза к микропропластам, обогащенным акцессорными минералами с большим удельным весом (цирконом, гранатом, турмалином, монацитом и др.).

Брукит встречается изредка. Он образует мелкие таблитчатые кристаллики, обычно вблизи скоплений анатаза. В шлифах констатируется редко. Более обычен в иммерсионных препаратах тяжелых фракций.

Необходимо отметить, что хотя связь многих титанистых новообразований с изменением биотита не вызывает сомнений, однако мы не располагаем необходимым критерием, чтобы связывать большую часть их именно с данным этапом. Скорее всего, эти минералы формируются также и позднее, при последующих преобразованиях биотита и возникающих за счет последнего триоктаэдрических гидрослюд.

Развитие вторичных глинистых минералов наблюдается и в полимиктовых алевролитах, содержащих большое количество обломочных зерен хлоритизированных эффузивов основного состава (ярышевские и калюсские слои). Наряду с гидрослюдами, замещающими листочки биотита, в этих породах находятся ближе не определенные глинистые минералы, которые развиваются не только по биотиту, но замещают также частично вулканическое стекло, слагавшее обломочные зерна.

Вторичные глинистые продукты гидрослюдистого состава широко развиты в пестроокрашенных туфах и туффитах (ярышевские слои), где они возникают, по всем данным, за счет частичного преобразования кварца и полевых шпатов, частично — кислых вулканических стекол. Пелитизация последних сопровождается окремнением.

Преобразование биотита в гидрослюды, а изредка частично в каолинит, происходит не только в песчаниках и алевролитах, но также в обломочных слюдяных породах (микалитах) и глинистых породах (аргиллитах).

В микалитах пластинки биотита гидратизируются, приобретают вермикулитовидные, веерообразные и гармошковидные формы, утрачивают присущий исходному минералу плеохроизм с параллельным понижением интерференционной окраски и показателей преломления. Иногда отдельные пластинки с краев обесцвечиваются и переходят в каолинит. Значительно реже каолинизация охватывает большую часть пластинок и единично отмечаются пластинки нацело каолинизированного биотита. Помимо указанных изменений, наблюдается то частичное, то полное замещение отдельных листочков биотита тонко- и дисперсно-чешуйчатым агрегатом гидрослюд с буроватой в проходящем свете окраской, сохраняющим очертания исходной пластинки и заметный плеохроизм. Как

показал рентгеноструктурный анализ фракции $< 0,001$ мм, в составе последней преобладают вермикулит и смешанно-слоистые образования, состоящие из чередования пакетов вермикулита и биотита, а также триоктаэдрических гидрослюд.

Дисперсные гидрослюдистые продукты возникают в этих породах также при замещении обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Они разъедают с краев обломочные зерна и придают им неправильную, причудливую форму. Наряду с замещением, нередко наблюдаются явления растворения зерен кварца и полевых шпатов. Зерна в этом случае приобретают неправильные очертания, а прилегающие к ним листочки и чешуйки слюдяных и глинистых минералов огибают их. Зерна отличаются гладкими, не изъеденными, а как бы «обсосанными» контурами. Растворение обломочных зерен и их замещение глинистыми минералами протекает не равномерно, а избирательно. Оно заметно активнее развивается в направлении, нормальном к слоистости, в результате чего зерна приобретают обычно уплощенную в этом направлении форму. Значительно реже отмечается, преимущественно на крупных зернах, фестончатое разъедание их глинистым веществом. Форма фестонов и направление интенсивного растворения и замещения зерен свидетельствуют о существенной роли давления, которое, судя по ориентировке, обусловлено нагрузкой выпележащих толщ. Следовательно, эти процессы развивались в эпигенетическую стадию.

Помимо указанных изменений в течение рассматриваемого этапа продолжается, надо полагать, начавшееся еще в диагенезе растворение нестойких обломочных минералов — пироксенов, амфиболов, а также основных плагиоклазов, единичные реликты которых изредка обнаруживаются в составе тяжелой и легкой фракций некоторых песчаников.

Явления, подобные описанным, — гидратизация листочков биотита, замещение их дисперсно-чешуйчатым глинистым веществом, гравитационно направленная коррозия обломочных зерен кварца и полевых шпатов — наблюдаются также и в глинистых породах — аргиллитах и алевроитовых аргиллитах. Однако эти явления различимы лишь на листочках и зернах алевроитовой размерности. На обломочном материале, приближающемся по размеру частиц к пелитовой фракции, эти процессы не распознаются, хотя, вероятно, имеют место. Помимо гравитационно-направленной коррозии и замещения зерен, приводящих к возникновению реликтовых пластинчатых форм, происходит интенсивное замещение глинистым веществом полевых шпатов по трещинам спайности, приводящее к распаду зерен на отдельные, не связанные между собой реликты.

Как видно из приведенных данных, в разнообразных породах разреза происходит преобразование биотита в вермикулит, триоктаэдрические, реже диоктаэдрические гидрослюды и еще реже в каолинит. Нередко эти изменения сопровождаются частичным замещением гидрослюдами полевых шпатов, иногда кварца, а также растворением этих минералов. В отдельных случаях этот процесс сопровождается формированием аутигенного опала, кремнистых агрегатов, халцедона, лютецита и кварца. Значение этого процесса особенно велико в породах, содержащих биотит в заметном количестве. Изменения биотита приводят к формированию в песчаниках и алевролитах глинистых цементов разнообразного состава, в обломочных слюдяных породах (микалитах) и глинах — к увеличению содержания коллоидно-дисперсных продуктов и, соответственно, сокращению количества частиц алевроитовой размерности.

Отчетливые признаки давления, которые проявляются при указанных преобразованиях, позволяют считать, что они протекают на заметной глубине под нагрузкой расположенных выше толщ, т. е. уже в эпигенетическую стадию. Однако проявления вертикального давления, хорошо заметные лишь на относительно крупных, микроскопически различных части-

пах, не позволяют выяснить вопрос о времени начала этого процесса. Можно полагать, что гидратизация слюд начинается еще в диагенезе. В эту стадию, вероятно, изменяются наиболее дисперсные частицы, обладающие огромной удельной поверхностью и, соответственно, значительной поверхностной энергией и реакционной активностью. Преобразование же более крупных частиц, совершающееся значительно медленнее, приходится уже на эпигенетическую стадию.

Таким образом, в ранний этап эпигенетической стадии продолжают процессы, обнаруживающие в сущности многие черты сходства с процессами диагенетической стадии, но отличающиеся главным образом по своей интенсивности. Следовательно, направленность минеральных преобразований в диагенезе и начальном этапе эпигенеза не претерпевает существенных качественных изменений и различить диагенетическую и эпигенетическую стадии по аутигенным минералам не всегда бывает возможным. Глауконит и фосфатные конкреции с метаколлоидной структурой являются, по-видимому, образованиями, присущими лишь диагенетической стадии. Что же касается преобразования биотита, то этот процесс, хотя и развивается наиболее интенсивно в начальном эпигенезе, качественно полистадиен и частично протекает уже в диагенетическую стадию. Условно можно полагать, что в диагенезе преобразуется тонкообломочный биотит, в эпигенезе — более грубые его листочки. Вовлечение в преобразование, помимо слюд, более устойчивых компонентов породы, таких, как полевые шпаты, замещение их гидрослюдистыми минералами, характерно лишь для эпигенетической стадии.

Процессы преобразования биотита в ранний этап эпигенеза хотя и характеризуются некоторым своеобразием (вермикулит), но в целом имитируют хорошо изученный процесс стадийного выветривания биотита (Гинзбург и Рукавишникова, 1951; Гинзбург, 1953). Сущность его, как известно, заключается в частичном или значительном замещении межслоевых катионов калия гидроксонием, а также частично кальцием и магнием, в увеличении содержания кремния в тетраэдрических слоях за счет вытеснения алюминия, а также в некоторых изменениях в составе октаэдрических слоев, например, в выносе титана и частично магния и железа. Диоктаэдрические гидрослюды возникают преимущественно в породах, значительно обогащенных калиевыми полевыми шпатами. Их формирование связано с появлением в растворе ионов алюминия, который вытесняет из октаэдрических решеток биотита магний и частично железо. Помимо того, диоктаэдрические гидрослюды формируются за счет преобразования полевых шпатов с выделением избыточной кремнекислоты. Как указывалось, возможно, что преобразование биотита сопровождалось также формированием монтмориллонита, но позднее он подвергся изменениям и в породе не сохранился. Конечным продуктом изменения является каолинит, который, однако, встречается в незначительном количестве. Интерстиционные воды, с которыми были связаны указанные преобразования, обладали, вероятно, ограниченной подвижностью, особенно в обломочных слюдяных породах (микалитах) и глинах. Усиленная растворимость зерен кварца и полевых шпатов в местах их соприкосновения с листочками биотита и повышенного давления, указывает на появление вокруг точек контакта ореолов с повышенной щелочностью, что усиливало растворимость кварца и полевых шпатов. Возникновение такой «точечной» неоднородности в концентрициях интерстиционных вод возможно лишь в условиях затрудненного водообмена.

Независимо от исходного состава интерстиционных вод в результате длительного их контакта с веществом пород они обогащались ионами щелочей, главным образом калия, щелочных земель и, вероятно, приобретали слабощелочной состав, способствуя растворению обломочных зерен кварца, полевых шпатов и повышению в растворах концентрации кремнезема

и алюминия. Эти элементы частично расходовались на синтез глинистых минералов, частично же выносились в песчаные пласты, изначально содержавшие ограниченное количество биотита. Косвенным указанием на щелочной состав вод является коррозия зерен кварца и то, что мусковит в этих преобразованиях не участвует.

По характеру изменений изначальных минералов породы и возникающих новообразований рассматриваемые процессы качественно мало отличаются от процессов, протекающих в коре выветривания. Они развиваются чрезвычайно медленно и обычно охватывают лишь некоторую часть, обломочного биотита, заключенного в породе. Медленное течение процессов эпигенетического преобразования обусловлено рядом причин. При развитии кор выветривания материнские породы непрерывно подвергаются воздействию свежих метеорных неминерализованных вод, активно с ними взаимодействующих, при этом воды эти перемещаются в основном в вертикальном направлении. Мощность зон, подвергающихся активному выветриванию, ограничена и обычно измеряется десятками или сотнями метров, очень редко достигая 1 км.

В течение эпигенеза, когда циркуляция вод осуществляется латерально, вдоль пластов, воды сохраняют свою активность лишь на ограниченном протяжении (измеряемом теми же или даже меньшими расстояниями), считая от области питания. Основное преобразующее воздействие оказывают воды, в значительной мере минерализованные, насыщенные солями. Длительность контакта вод, насыщающих пласты, с вмещающими их породами несоизмерима с таковой при процессах выветривания. Напомним, что скорость движения вод по песчаным породам обычно варьирует в весьма широких пределах, в зависимости от их пористости, проницаемости, величины гидродинамического напора, обусловленного структурой района, и других факторов. В ряде случаев скорости малы и измеряются метрами, дециметрами или даже сантиметрами в год (Корценштейн, 1960). При формировании кор выветривания области разгрузки обычно расположены недалеко от областей питания и, таким образом, осуществляется энергичный вынос веществ за пределы пород. При эпигенезе вынос, вероятно, ограничен, и система «вода + порода» практически близка к замкнутой.

Когда эпигенез осуществляется под толщей осадков, перекрытых морем, движение вод даже по хорошо проницаемым породам, совершается, вероятно, практически с ничтожными скоростями. При застойном гидродинамическом режиме перемещение вещества осуществляется, надо полагать, не только в результате движения вод, но также путем диффузии молекул и ионов. Вопрос о формах миграции вещества в эпигенетическую стадию детально рассматривается ниже.

ГЛУБИННЫЙ ЭПИГЕНЕЗ

**(этапы преобразования основных кластогенных компонентов
обломочных пород)**

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО ЭПИГЕНЕЗА

В сравнении с начальным эпигенезом, этапы глубинного эпигенеза отличаются существенно иным ходом преобразования осадочного вещества, приводящим к вовлечению в круг преобразования не только наименее стойких и легко изменяющихся слоистых силикатов, но и стойких карбонатных минералов, составляющих основу обломочных пород. Преобразования, свойственные глубинному эпигенезу, приводят к развитию новых типов структур и к возникновению не свойственных осадочным породам минеральных парагенезов, стирающих первичноосадочный облик терри-

генных пород и сближающих последние с метаморфическими образованиями.

Следует отметить, что многие породы, претерпевшие глубинный эпигенез в платформенных условиях, по внешнему своему облику, составу и структуре совершенно идентичны породам, которые в складчатых областях обычно рассматриваются как породы метаморфизованные. Критерии для проведения границы между эпигенезом и метаморфизмом еще не выявлены. Тернер (1951) считает, что эпигенез песчаных пород выражается в мелких изменениях матрикса и перекристаллизации минералов цемента. Вовлечение же в изменение крупных кластических зерен и, в частности, альбитизацию плагиоклаза он рассматривает как характерный признак метаморфизма.

Как отмечалось выше, явления растворения под давлением крупных кластических зерен кварца и полевых шпатов, сопровождающиеся регенерацией этих минералов, широко распространены в песчаных породах Приднестровья. Такие же явления констатированы нами и другими исследователями в песчаниках и алевролитах многих разрезов осадочных платформенных покровов. Эти процессы приводят к формированию конформных и регенерационных структур, которые часто неотличимы или почти неотличимы по взаимоотношениям минералов и возникающему структурному узору от так называемых реликтовых бластокристаллических структур (бластопсефитовых, бластосаммитовых и бластоалевритовых). Широко распространена в породах платформенных чехлов также альбитизация плагиоклаза.

Таким образом, многие песчаные породы из ряда преимущественно нижних частей разрезов осадочных платформенных чехлов должны рассматриваться, по мнению Тернера, как метаморфизованные, с чем, естественно, трудно согласиться. Пэкхем и Крук (Packham, Crook, 1960) справедливо полагают, что основой для подразделения стадий эпигенеза и метаморфизма является структура (*fabric*) породы.

К метаморфизованным породам следует относить, по нашему мнению, образования, характеризующиеся появлением типичных кристаллобластических структур. Эти структуры возникают в результате рекристаллизации обломочного материала пород, в том числе и крупных кластических зерен. От конформно-регенерационных и других псевдобластических структур они отличаются тем, что новообразованные кристаллы не наследуют формы изначальных зерен и не согласуются с ними. Контуры этих кристаллов, образующих нередко сложносочлененные агрегаты, не только не совпадают с контурами обломочных зерен и их регенерационных оболочек, но обычно секут последние.

Формирование типичных бластических структур обычно предшествует образованию типичных «метаморфических» минералов.

Этапы глубинного эпигенеза проявляются исключительно отчетливо в песчаниках и алевролитах. Менее ясно они выражены в микалитах и далеко не всегда распознаются в глинах и аргиллитах.

Основная характерная особенность преобразований, свойственных рассматриваемым этапам, заключается в интенсивной переработке главных компонентов обломочных пород — кварца, полевых шпатов, — а в полимиктовых разновидностях — также обломков пород. Эти компоненты подвергаются то в большей, то в меньшей степени деформации и растворению. Перешедшее в раствор вещество частично переотлагается, частично вступает в сложные реакционные взаимоотношения с другими минералами, обуславливая широкое развитие метасоматических замещений. Из выделяющихся существенно минерализованных интерстиционных растворов выделяется ряд аутигенных минеральных образований, не свойственных исходным породам. Некоторое количество растворенного вещества выносятся за пределы преобразуемой породы.

Растворение одних минералов и рост других приводит к изменению размеров слагающих породы зерен, их формы, габитуса, взаимоотношений и пространственной ориентировки. Соответственно глубокую перестройку испытывает структура, а в ряде случаев и текстура пород. Исходные типично осадочные черты их стираются, и с большей или меньшей отчетливостью начинают проступать особенности, присущие метаморфическим образованиям.

Ведущим фактором в указанных процессах преобразования служит, помимо исходного минерального состава, давление, обусловленное нагрузкой расположенных выше толщ. При этом некоторые особенности структуры пород предопределяют возможность реализации давления как метаморфизирующего начала. На особенностях рассматриваемых процессов, имеющих огромное значение для глубинного эпигенеза, необходимо остановиться особо.

Как известно, нагрузка вышележащих толщ воспринимается и передается обломочными породами через своеобразный каркас, который образуют соприкасающиеся между собой в породе обломочные зерна. Напряжения (σ) на стыках зерен определяются отношением силы (P) к площади соприкосновения зерен (S) и могут быть выражены следующей формулой: $\sigma = \frac{P}{S}$.

Сила p определяется не только величиной нагрузки P , приходящейся на данное зерно, но и углом между направлениями силы P и p и, следовательно, может варьировать в значительных пределах. Резко различными могут быть также и размеры соприкасающихся поверхностей. Таким образом, распределение напряжений в пределах возникающего песчаного каркаса, несомненно, очень пестро. Так как растворимость вещества зависит от давления, а также от различия в давлении, под которым находится твердая и жидкая фазы (Огильви, 1956), то в разных точках породы возникают различные концентрации растворенных элементов. Диффузия, приводящая к выравниванию концентраций, вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен. В точках повышенных напряжений раствор окажется недосыщенным, вследствие чего зерна будут продолжать растворяться, в тех же участках, где напряжения менее значительны, раствор окажется пересыщенным и будет происходить регенерация и рост обломочных зерен (Копелиович, 1958б).

Таким образом, под влиянием нагрузки вышележащих толщ в обломочных породах возникает своеобразный процесс, при котором одновременно осуществляется растворение и кристаллизация одного и того же минерала. Этот процесс приводит к миграции вещества, заполнению пористых участков пород минеральными новообразованиями и, соответственно, к увеличению их плотности. Как это следует из теоретических соображений и подтверждается наблюдениями и экспериментальными данными¹, степень растворимости обломочных зерен зависит от их размеров, т. е. от гранулометрического состава породы и щелочно-кислотных свойств интерстиционных вод. На щелочно-кислотные свойства последних оказывает существенное влияние минеральный состав пород (Paskham, Crook, 1960), в частности, содержание в породе биотита, обладающего щелочной рН-абразией. Так как гранулометрический и минеральный составы пород меняются не только от пласта к пласту, но бывают заметно изменчивыми и в пределах одного слоя, растворение обломочных зерен даже при одних и тех же напряжениях будет начинаться разновременно и протекать с различной интенсивностью.

Поскольку интенсивность процессов растворения в различных переслаивающихся пластах неодинакова, происходит перемещение вещества

¹ Они будут рассмотрены ниже.

из одних пластов в другие. В одних слоях развиваются преимущественно процессы растворения, а перешедшие в раствор элементы перемещаются в соседние слои, где вследствие иных физико-химических условий они осаждаются, формируя новые минералы. Таким образом, под влиянием давления возникают своеобразные метаморфизующие растворы, приводящие к широкому перемещению вещества как внутри пластов, так и по разрезу в целом. Породы не только «химически текут», но и «тают».

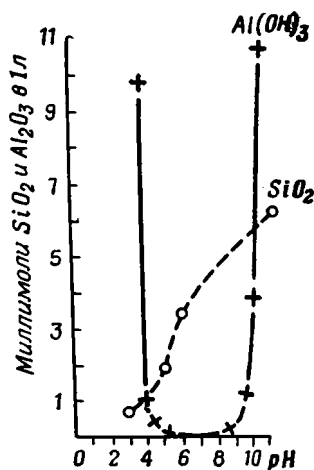
Указанные изменения должны сказаться, и притом существенно, также и на геологических особенностях разрезов. В частности, рассматриваемые процессы должны привести к уменьшению мощности пород даже за счет лишь одного сокращения их пористости¹. Еще более значительное сокращение мощности пород будет наблюдаться при развитии в породах процессов растворения и удаления растворенного вещества подземными водами. В зависимости от первичных особенностей исходных пород это сокращение может быть неодинаковым. Некоторые легко растворимые породы при этих процессах в известных условиях могут почти полностью исчезать из разреза (например, известняки, доломиты, сульфатные породы). Подобные явления широко развиты в ряде толщ. Так, в Подмосковье, в одном из прослоев черных подстигмариновых михайловских известняков развиты грандиозные стилолиты длиной до 80—90 см. «Развитие стилолитизации здесь настолько значительно, что местами от всего метрового слоя не остается ничего, кроме внедряющихся в подстилающий слой огромных, почти цилиндрических „стаканов стилолитов“» (Швецов, 1948, стр. 198). Исчезновение целых слоев известняка с превращением прочных карбонатных пород в «скопление известковой щебенки, пересыпанной кусочками глинистой породы» отмечается в упинских известняках и некоторых известняковых горизонтах девона Подмосковья (Швецов, 1948, стр. 194).

Развитие громадных стилолитовых полей, приводящих к растворению слоя, мощностью по крайней мере около 0,4 м, наблюдалось нами в Подольи на р. Збруч в известняках скального горизонта (лудловский ярус). Развитые здесь стилолиты достигают высоты 25—30 см и образуют часто не только шипы, но и барьеры причудливой конфигурации.

По наблюдениям Н. А. Архангельской, в карбонатных слоях верхнего рифея, пограничных с кембрием (холыцкая свита), на р. Лене (северная окраина Патомского нагорья) широко развиты стилолитовые поверхности. Стилолитизация сопровождается растворением целых слоев. Это растворение настолько значительно, что обычно у полевых исследователей возникает сомнение, вызвано ли оно одним лишь стилолитообразованием, или наряду с ним имеет место также внутриформационный стратиграфический перерыв.

Прежде чем перейти к рассмотрению процессов, протекающих при эпигенетическом преобразовании песчаных пород, необходимо остановиться на вопросах растворимости их главных порообразующих компонентов — кварца и полевых шпатов.

Как известно, растворимость кварца и полевых шпатов в обычных условиях весьма ограничена. Согласно данным Корренса (фиг. 17), рас-



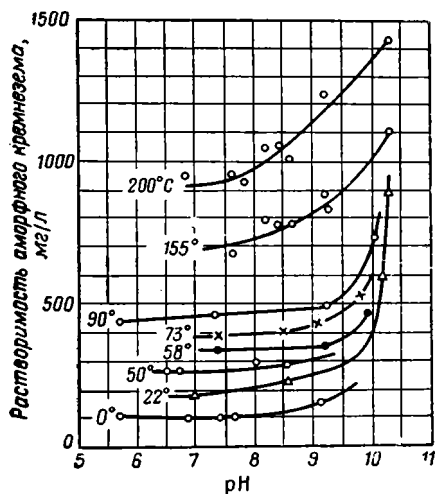
Фиг. 17. Растворимость SiO_2 и $\text{Al}(\text{OH})_3$ в миллимолях на литр в зависимости от pH раствора (по Корренсу)

¹ Судя по ряду данных, это сокращение может составлять десятки процентов.

творимость SiO_2 и Al_2O_3 зависит от pH раствора. При pH = 5 растворимость SiO_2 составляет около 110 мг/л, при pH = 6 до 220 мг/л, в нейтральных условиях 250 мг/л, а в щелочной среде (pH = 9) 300 мг/л. Глинозем, находящийся в растворе в виде $\text{Al}(\text{OH})_3$, хорошо растворим лишь в очень кислых и сильно щелочных водах. В пределах значений pH от 4,1 до 10 он практически почти нерастворим. Согласно данным Краускопфа (Krauskopf, 1956) и Окамото с соавторами (Okamoto, Takeshi, Ratsumi, 1957) изменение щелочности среды до pH = 9 при обычных температурах мало влияет на растворимость аморфной SiO_2 .

Экспериментальные исследования Е. С. Кабановой (1960) показали, что содержание CO_2 в растворе способствует растворению кварца, халцедона и опала. По мере падения содержания CO_2 уменьшается концентрация растворимой SiO_2 .

Температура существенно повышает растворимость кварца и кремнекислоты. Так, например, при температуре 50°С количество выщелоченного кварца в 1,7 раза выше, чем при 25°С за одно и то же время (Кабанова, 1960).



Фиг. 18. Растворимость $[\text{SiO}_2]$ при различных температурах в зависимости от pH раствора (по Окамото)

Краускопф (Krauskopf, 1956) указывает, что растворимость аморфной кремнекислоты линейно зависит от температуры. При 0°С аморфный кремнезем растворим до 60—80, при 25° — 100 — 140, при 85—90°С — 300—380 мг/л. Весьма интересные данные по влиянию температуры и щелочно-кислотных свойств раствора на растворимость аморфной кремнекислоты приводят японские исследователи — Окамото с соавторами (Okamoto, Takeshi, Batsumi, 1957). С повышением температуры растворимость SiO_2 резко увеличивается, составляя при 155°С около 700 мг/л, а при температуре 200°С около 900—1100 мг/л, при этом щелочно-кислотные свойства (pH) растворов по мере повышения температуры сказываются на

растворимости весьма ощутительно (фиг. 18).

Интересные экспериментальные данные по растворимости кварца в воде приводит Сивер (Siever, 1962). Растворимость кварца, измельченного до 0,002—0,005 мм, при 125°С составляет 94—104 мг/л, а растворимость кварцевых песчаников St. Peter, измельченных до 100—200 меш, под давлением в 1 атм и при температуре 95°С варьирует от 380 до 430 мг/л.

Растворимость кварца значительно повышается в растворах некоторых электролитов, в частности, в концентрированных растворах хлористого натрия и двууглекислой соды (Хитаров, 1953; Greenberg, Price, 1957).

Экспериментальными данными по растворимости SiO_2 с изменением давления при обычных температурах мы не располагаем. Опыты Г. В. Ферберна (1954) по получению синтетического кварцита указывают на то, что с увеличением давления резко повышается растворимость кварца. Эти опыты, проводившиеся с целью моделирования ориентировки кварца в тектонитах, но оказавшиеся в этом отношении безрезультатными, дали чрезвычайно много для понимания процесса растворения и регенерации кварца, поэтому на этих опытах необходимо остановиться подробнее.

При температуре в пределах 230—435°С Г. В. Ферберн (1954) подвергал кварцевый песок с размером зерен 0,12—0,25 мм всестороннему

давлению (от 340 до 2070 атм) и сжимающей нагрузке от 2200 до 7100 атм в слабом растворе Na_2CO_3 (5%). В результате возникали сланцеватые кварциты. Внимательное рассмотрение приведенных этим исследователем микрофотографий шлифов из синтезированных пород (табл. XXXV, 1, 2) не оставляет сомнения в том, что возникновение «кварцитов» сопровождалось развитием конформных и регенерационных структур. Деформированная призма песка укоротилась до 57% своей первоначальной длины, а общее уменьшение объема составило 49%. Размер зерен уменьшился до 0,1—0,2 мм, угловатость их несколько сгладилась. Отмечается брекчирование вокруг некоторых зерен и возникновение облачного и волнистого погасания. Как отмечает Г. В. Ферберн, изменения структуры заключаются в «переносе вещества от пунктов интенсивного стресса к пунктам низкого». Интересно отметить, что цементация песчаных зерен, хотя и слабая, возникла в этих экспериментах также при применении в качестве интерстиционной жидкости чистой воды.

Кратковременные (большей частью продолжительностью в 5 час.) опыты упомянутого исследователя дают основание предполагать, что в геологически длительные интервалы времени подобные структуры могут, вероятно, возникать при значительно меньших температурах и давлении и в условиях более низких значений pH (менее 8).

Привлекает к себе внимание значительная величина сокращения объема и укорочения деформировавшейся песчаной призмы; это указывает на то, что в природных условиях при развитии подобных изменений значительно сокращается мощность пород в разрезах.

ИЗМЕНЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЗЕРЕН

Рассмотрение преобразований, свойственных описываемым ниже этапам глубинного эпигенеза, лучше всего начать с изменений обломочных зерен. В изученных породах можно различать следующие типы изменения зерен: 1) механическую деформацию; 2) растворение под давлением; 3) перекристаллизацию под давлением.

Механическая деформация

Проявления механической деформации зерен наблюдаются сравнительно часто, главным образом в нижних частях разреза и преимущественно в песчаниках могилевской свиты. По мере движения вверх по разрезу механическая деформация проявляется все более и более редко. Наиболее сложная задача при изучении рассматриваемых явлений — это строгое разграничение деформаций, возникших в эпигенетическую стадию в осадочных породах, от деформаций, которые были присущи изначально обломочным зернам и возникли еще в материнских изверженных и метаморфических породах. Необходимо отметить, что не всегда представляется возможность строго разграничить эти два одновременных, но однотипных по результатам процесса. Поэтому, рассматривая ниже явления механической деформации, мы имеем в виду лишь те из них, которые, несомненно, возникли в эпигенезе.

Дробление зерен кварца и реже микроклина обнаружено в некоторых крупнозернистых песчаниках и гравелитах могилевской свиты (олчедаевские слои). Зерна указанных минералов, сдавленные соседними, распадаются на отдельные неделимые, сохраняющие в своем расположении ориентировку и общие контуры изначального зерна. Иногда эти отдельные части несколько смещены одна относительно другой, но тем не менее форма отдельных обломков указывает на их принадлежность к одному зерну. Дробленные обломки кварца нередко регенерируются и цементируются кварцем же, реже — пиритом. Обломки микроклиновых зерен за-

лечиваются и цементируются аутигенным калиевым полевым шпатом, а иногда кварцем (табл. III, 5).

В единичных образцах отмечена милонитизация отдельных зерен кварца (олчедаевские слои). Некоторые обломочные зерна, преимущественно кварца, в том числе поликристаллического с мозаичной или бластовой структурой, секутся относительно крупными трещинами толщиной до 0,15 мм; они выполняются новообразованным кварцем, переполненным тончайшими пузырьками жидкости, а иногда и дисперсными лейкоксенизированными землистыми титанистыми продуктами, которые скопляются в зальбандах.

Подобного типа трещины отмечаются и в микроклине. Обычно они совпадают с трещинами спайности. Эти трещины, полностью расчленивающие зерна на отдельные части, выполняются аутигенным микроклином (табл. III, 1). Иногда такие трещины приоткрывались вторично и выполнялись аутигенным кварцем (табл. III, 3). В песчанистых гравелитах с регенерационным кварцевым цементом наблюдаются прожилки роговикового кварца, секущие микроклин по трещинам толщиной до 0,1 мм.

С механической деформацией обломочных зерен связано возникновение микротрещин. Следы их фиксируются в форме линейно расположенных скопленных пузырьков жидкости, реже газа. Эти образования, как показали Г. Г. Леммлейн и М. О. Клия (1952), возникают путем переотложения вещества со стенок микротрещин, в результате чего последние залечиваются и на их месте остаются только отшнурованные включения жидкости. Такие залеченные трещины расположены в пределах зерна либо в одном, либо в разных пересекающихся направлениях. Также различно они ориентированы и относительно текстуры породы, однако, как показали подсчеты, в их ориентировке наблюдаются два статистических максимума. Один максимум находится нормально к слоистости, другой под углом 50—60° к ней.

Эпигенетическая природа микротрещин подтверждается тем, что жидкие включения в цепочках по своей форме и облику совершенно идентичны включениям того же состава, расположенным вдоль обломочной поверхности регенерированных зерен и на гранях растущих кристаллов регенерационных оболочек. В ряде случаев эти цепочки жидких включений прослеживаются до обломочной поверхности зерна и смыкаются с включениями, находящимися вдоль нее. Изредка они секут часть регенерационной каймы, сливаясь с включениями, усеивающими одну из зон нарастающей регенерационной каймы. Следовательно, такие трещины возникают в зернах, несомненно, одновременно с процессами регенерации. Косвенно на эпигенетическую природу жидких включений указывает отчетливая связь между количеством их в регенерированном кварце и частотой явлений залечивания микротрещин в кварце. Так, в песчаниках с регенерационным кварцевым цементом, где степень насыщенности аутигенного кварца включениями жидкости исключительно велика, количество включений жидкости в обломочном кварце также велико.

Значительно реже отмечается частичное или полное раскалывание удлиненных зерен полевых шпатов под воздействием прилегающих зерен.

Пластическая деформация присуща главным образом биотиту. Его листочки и пластинки интенсивно изогнуты. Они огибают и облекают обломочные зерна, приспособляясь к их форме. Плотное прилегание биотита к обломочным зернам нередко имитирует картину лепидобластовой структуры. Будучи сдавлены соседними зернами, пластинки биотита иногда синусоидально изгибаются или приобретают причудливо сплюснутую форму (табл. XXVII, 8). Небезынтересно отметить, что деформация листочков мусковита значительно более редка и интенсивность ее несравненно слабее.

Пластической деформации подвергаются изредка присутствующие в песчаниках единичные обломочки зеленовато-серых глинистых пород. Они

несколько изогнуты и форма их приспосабливается к форме прилегающих к ним зерен кварца и микроклина. Нередко эти минералы вдавливаются в обломки глинистых пород, а глинистое вещество как бы обтекает эти зерна.

В нижней половине толщи интенсивную механическую деформацию претерпевают зерна плагиоклаза. Деформация выражена в причудливом изгибании двойниковых швов, соответственно форме и положению прилегающих зерен, в трансляционном скольжении двойниковых индивидуумов один относительно другого (табл. XXVII, 1, 2). Такие микросмещения иногда приводят к своеобразному развальцеванию зерен на отдельные «волокна». Изгибы нередко переходят в микросдвиги, отчетливо заметные по перемещению двойниковых швов, а иногда сопровождаются дроблением (табл. XXVIII, 1). Пластическая деформация плагиоклаза часто сопровождается его альбитизацией. Эти изменения подробно рассматриваются ниже. Значительно реже удается различить пластическую деформацию зерен микроклина по изгибу двойниковой решетки, сопровождающуюся образованием трещин (табл. XXVII, 3).

Проявления пластической деформации зерен эффузивных пород констатируются в некоторых песчаниках каниловских слоев (табл. XXVII, 4).

В отличие от деформаций с разрывом сплошности, которые отмечаются лишь в нижних частях разреза, пластическая деформация развита более широко и по всему разрезу древних толщ. Однако, исключая биотит, проявления эти более интенсивно выражены в нижней половине разреза и заметно ослабевают вверх по разрезу.

Растворение под давлением

Растворение обломочных зерен под давлением развито исключительно широко и констатируется с той или иной интенсивностью в большинстве обломочных пород разреза. Растворение зерен устанавливается прямыми наблюдениями над их формами в точках соприкосновения одного с другим. Обломочные зерна представляют выпуклые многогранники, в зависимости от степени окатанности то в большей, то в меньшей степени сглаженные, нередко приближающиеся к геометрически правильным телам яйцеобразной, эллипсоидальной, шаровидной и других форм. В песчаных породах поэтому обломочные зерна соприкасаются между собой в определенных точках лишь ограниченной частью своей поверхности.

Изучая сопряжение зерен в эпигенетически измененных породах, зачастую можно заметить сложный его характер. В одних случаях зерна сопрягаются между собой по сложной поверхности, проникая одно в другое. В сечении шлифа линия их контакта имеет сутурообразную форму и совершенно идентична типичным микростилолитам, развитым в карбонатных породах. В других случаях сопряжение зерен происходит по плавной поверхности, так что выпуклым формам одного зерна соответствует вогнутость другого, представляющая как бы его негативный отпечаток. Местами отмечается внедрение одних зерен в другие. Указанные формы сочленения зерен не могут возникнуть в результате окатывания и укладки. Такие структуры могут образоваться лишь путем растворения зерен. В соответствии с характером сопряжения зерен выделяются три типа структур: 1) микростилолитовая, 2) конформная, 3) инкорпорационная (Копелевич, 1958а, б).

Микростилолитовая структура отличается взаимным проникновением зерен в виде шипов. Шипам свойственна то столбчатая, то пирамидальная форма, в сечении шлифов напоминающая зубья пилы (табл. XXVI, 5; XXVII, 6). Встречаются также шипы бугорчатой формы. В описываемых породах Приднестровья размер шипов, как правило, колеблется в пределах сотых долей миллиметра и лишь изредка достигает

0,1 мм. Микростилолиты развиваются как между минералогически однородными зернами (кварц — кварц), так и между зернами разного состава (кварц — полевые шпаты). Шипы обычно ориентированы параллельно или нормально к поверхностям слоистости. Взаимное проникновение зерен, сходная форма и близкие размеры шипов в сопряженных зернах указывают на одинаковую или почти одинаковую их растворимость, в том числе и в тех случаях, когда в соприкосновение приведены зерна кварца и полевых шпатов.

В породах Приднестровья микростилолитовые структуры сравнительно редки. Они отмечены лишь в некоторых прослоях богатых биотитом аркозовых песчаников ольчедаевского горизонта и в отдельных слоях хлорит-содержащих песчаников джуржевского горизонта. Во всех отмечавшихся случаях между сопряженными зернами сохраняется тонкая пленочка-прокладка из преобразованного биотита или хлорита, возникающая за счет листочков обломочной слюды, первоначально разделявших зерна.

Стилолитоподобные (парастилолитовые) поверхности растворения обнаружены также в пестроцветных аргиллитовидных туфах и туффитах ярышевского горизонта. Эти поверхности растворения в сечении шлифов представляют синусоидально-волнистые швы. Они то совпадают со слоистостью, то находятся под некоторым углом к ней, нередко разветвляясь и сливаясь вновь. Пленочка-прокладка в этих образованиях состоит из скоплений бурых окислов железа в виде нерастворившегося осадка, который изначально был равномерно рассеян в массе породы. Развитие парастилолитовых поверхностей в туфах указывает на явления растворения стекловатого вещества, слагавшего пепловые частицы.

Массовое развитие микростилолитовых структур в разновозрастных породах, погруженных на большую глубину и вскрытых опорными скважинами в Мирном и Каушанах (Копелиович, 1958а, б), и исключительно слабое проявление в приднестровских разрезах свидетельствуют о значительной роли давления в формировании микростилолитовых структур, подтверждая принятое большинством исследователей представление о возникновении микростилолитов в результате растворения под давлением (Heald, 1950, 1955, 1956; Taylor, 1950; Копелиович, 1958а, б; Шутов, 1960; Бушинский, 1961).

Конформные структуры, или структуры взаимного приспособления формы (Копелиович, 1958а, б) характеризуются сопряжением обломочных зерен по плавным поверхностям. Обломочные зерна изменяют свои очертания таким образом, что форма каждого зерна приспособляется к форме соседних, к нему примыкающих. В результате возникают агрегаты с минимальными зазорами, иногда выполненными седиментогенным или аутигенным цементирующим веществом. Зерна в указанных агрегатах срачиваются не посторонним цементирующим веществом, а вследствие плотного прилегания одного к другому по сложной волнистой контактной поверхности, которая возникает путем растворения сопряженных зерен. Соответственно форма их то в большей, то в меньшей мере отличается от обломочной и обнаруживает ряд черт, не свойственных последней (вогнутые поверхности). Такие структуры под микроскопом близко напоминают бластовые структуры метаморфических пород, но отличаются от них своей «разъемностью». Они развиваются путем растворения обломочных зерен под давлением, а не в результате пластической их деформации. На это указывают микроскопические наблюдения, не обнаруживающие признаков нарушения целостности и однородности строения кристаллической решетки в конформированных зернах в виде искажения двойниковых решеток микроклина и плагиоклаза или по появлению волнистого и мозаичного погасания в кварце. Косвенным указанием на происходившие процессы растворения служит частое сочетание явлений конформации и регенерации.

Структуры, выделенные нами под названием конформных, американские исследователи относят к более общей категории структур «сопсаво сопвех» («выпукло-вогнутые»), в которую, наряду со структурами растворения, входят структуры, возникшие путем укладки зерен, пластической их деформации и механического вдавливания, не сопровождающиеся растворением, а также инкорпорационные структуры, рассматриваемые ниже.

В отличие от микрогилловитовых структур явления конформного растворения не обнаруживают определенной ориентировки относительно текстурных элементов породы; большей частью, однако, растворение развивается несколько более интенсивно в направлении, нормальном к слоистости, т. е. совпадает с направлением гравитационного вектора.

При развитии конформных структур интенсивность растворения различных зерен одинакова или сходна. Растворение заметно усиливается в том случае, когда между обломочными зернами находятся пластинки биотита. Эта зависимость указывает на вероятное усиление щелочности интерстиционных растворов вокруг биотита в результате его гидратизации и перехода в раствор калия, заключенного в его решетке, что подтверждается изменением и преобразованием указанного минерала, которые рассматриваются ниже.

В песчаниках, содержащих значительное количество биотита, расположенного в направлении слоистости, избирательное растворение зерен вдоль их контакта с пластинками биотита приводит к уплощению зерен. Слоистая текстура усиливается, и породы приобретают сланцеподобный облик.

Структуры описанного типа широко распространены в песчаниках и алевролитах по всему разрезу, но чаще встречаются в нижней его половине. Более интенсивно они проявляются в разномзернистых породах, причем наиболее глубоко преобразуется мелкозернистый материал. Широко развито растворение под давлением в мелкозернистых песчаниках и грубозернистых алевролитах. В хорошо отсортированных гравелитах и крупнозернистых песчаниках конформные структуры наблюдаются заметно реже и выражены они менее отчетливо. Наличие глинистого цемента препятствует развитию рассматриваемого типа структур. В породах с базальным цементом конформные структуры, естественно, отсутствуют.

Инкорпорационные структуры, или структуры внедрения отличаются от микрогилловитовых и конформных структур тем, что сопрягающиеся зерна в них обнаруживают различную устойчивость к растворению под давлением. В результате более устойчивое к растворению зерно в меньшей степени изменяет свою обломочную форму и внедряется в легче растворяющееся зерно, при этом форма растворившейся части представляет как бы негативный отпечаток — «слепок» внедренной в него части другого зерна (табл. XXVII, 5). Инкорпорационные структуры чаще возникают между зернами различного минерального состава, но иногда отмечаются и между зернами минералогически однородными. Степень растворимости определяется, по-видимому, не только химическими факторами, но и другими особенностями: кристаллографическими направлениями, по которым зерна приведены в соприкосновение, и различиями в величине поверхностной энергии, а значит и в степени растворимости разных кристаллографических граней, наличием примесей, структурных дефектов, в том числе дислокаций и т. п. (Копелиович, 1958а, б; 1960б).

Как показали наблюдения, по степени устойчивости к растворению под давлением могут быть установлены следующие ряды минералов и обломков пород:

1. Кварц и калиевые полевые шпаты.
2. Кислый плагиоклаз.
3. Обломки кремнистых пород.

4. Халцедон.
5. Обломки кварцево-сланцевых сланцев.
6. Кислые вулканические стекла.
7. Основные вулканические стекла.

В различных условиях преобразования последовательность компонентов в таких рядах устойчивости может, вероятно, меняться. Устойчивость одного компонента по отношению к другому устанавливается по способности его сохранять в большей или меньшей мере свою обломочную форму в процессе растворения под давлением. Соответственно существующим в петрографии понятиям «идиоморфизм» и «ксеноморфизм» целесообразно в этом процессе ввести представления об «идиокластоморфизме» и «ксенокластоморфизме» минералов и обломков пород (Копелиович, 1960б).

Инкорпорационные структуры, или структуры внедрения, в породах рассмотренного разреза имеют ограниченное развитие — чаще в нижних частях разреза и значительно реже в верхних. В наиболее молодых стратиграфических подразделениях древних толщ (канильские слои) отчетливое проявление инкорпорационных структур отмечается лишь в полимиктовых песчаниках, содержащих обломочки основной массы эффузивных пород, при этом зерна кварца проявляют по отношению к ним заметно выраженный идиокластоморфизм.

Рассматривая развитие структур растворения в породах разреза, можно констатировать, что существенную роль в них играют лишь конформные структуры. Микростилолитовые и инкорпорационные структуры редки и на процесс перехода обломочного материала в раствор влияют весьма ограниченно. Развитие конформных структур приводит к растворению значительного количества обломочного материала — кварца и полевых шпатов. В настоящее время, к сожалению, не существует достаточно надежных методов количественной оценки этого процесса. Некоторые приближенные данные могут быть получены из сопоставления поперечных сечений предполагаемых очертаний зерен с наблюдаемыми. Выборочные ориентировочные подсчеты указывают на то, что среднее сокращение поперечного сечения зерен колеблется в широких пределах и в зависимости от гранулометрического состава пород составляет в грубозернистых песчаниках — 2—5%, в мелкозернистых песчаниках и алевrolитах — 3—10%. Соответственно количество материала, переходящего в раствор, может варьировать от 4—14 до 10—27% (Копелиович, 1959а). Если учесть, что многие мелкие зерна растворяются нацело и в подобные подсчеты не входят, можно ориентировочно полагать, что количество обломочного материала, переходящего в раствор под давлением, измеряется первыми десятками процентов.

Перекристаллизация под давлением

Перекристаллизация обломочных зерен кварца, происходит крайне редко, она проявляется в плотно прилегающих одно к другому крупных зернах, не испытывающих явлений конформного растворения, и выражается в появлении по их периферии тончайших каемок, по которым монокристаллический кварц гранулирован. Грануляция ограничена лишь участком соприкосновения зерен и обычно заметна на обоих сочлененных зернах (олчедаевские слои). Явления эпигенетической перекристаллизации кварца, вероятно, развиты шире, но установить, возникли ли эти образования в эпигенезе, или они были изначально присущи обломочным зернам, не всегда представляется возможным.

Подобного типа грануляционные каемки возникают изредка и в зернах микроклина, приведенных в соприкосновение одно с другим и плотно сжатых. Каемки отмечены лишь на участках соприкосновения зерен, а ширина их составляет 0,02—0,03 мм. В пределах каемки микроклин с

прекрасно выраженной двойниковой решеткой распадается на бластический агрегат с зернами неправильных лапчатых очертаний и лишенных двойниковой структуры.

Как указывалось выше, зерна плагиоклаза, сжатые прилегающими к ним зернами кварца, часто деформированы. Деформация сопровождается изменением оптических свойств плагиоклаза: двупреломление повышается, достигая в отдельных случаях 0,010—0,011, а четкость двойниковой структуры ослабевают и, наконец, зерна переходят в однородный несдвойникованный альбит (№ 2—5), который приобретает прекрасно выраженную огранку. Между такими четко ограниченными высокодвупреломляющими (0,010—0,011) альбитами и полисинтетически сдвойникованными обломочными зернами плагиоклаза (от № 2 до 17) с серой интерференционной окраской (0,006—0,007) наблюдаются постепенные переходы. Таким образом, под влиянием одностороннего давления развивается перекристаллизация плагиоклаза с его деанортитизацией (альбитизацией). Эти явления, иногда сопровождающиеся цеолитизацией и развитием других минералов, более детально рассматриваются ниже.

IV. ЭТАПЫ ГЛУБИННОГО ЭПИГЕНЕЗА

На основе изучения минеральных парагенезов, последовательности их образования, а также изменения структурных особенностей пород в стадию глубинного эпигенеза можно различить два этапа.

ЭТАП РАЗВИТИЯ ХЛОРИТА, ЦЕОЛИТОВ И АЛЬБИТИЗАЦИИ (ДЕАНОРТИТИЗАЦИИ) ПЛАГИОКЛАЗОВ

В рассматриваемый этап существенно проявляется одностороннее давление, приводящее к заметной и интенсивной пластической деформации биотита, плагиоклаза, реже микроклина, сопровождающейся частичным нарушением механической целостности полевых шпатов (приоткрытие трещин спайности, трансляционное скольжение двойников, микросмещения и т. д.). С этим же этапом, возможно, частично связано возникновение тончайших микротрещин в зернах кварца, однако большая их часть, так же как и развитие структур растворения под давлением и милонитизация зерен, возникает, надо полагать, позднее, в следующий этап. О связи пластических деформаций именно с рассматриваемым этапом свидетельствуют следующие наблюдения. В хлоритизированных агрегатах, выполняющих некоторые поровые пространства, нередко различаются очертания причудливо слоенных пластинок биотита, то частично, то полностью замещенных хлоритом, причем отчетливо устанавливается, что деформация биотитовых пластинок предшествовала хлоритизации. О связи альбитизации с деформацией зерен свидетельствует максимально частое развитие альбитизации именно тех зерен плагиоклаза, которые наиболее интенсивно сжаты и деформированы.

Для рассматриваемого этапа характерно широкое развитие хлорита, который замещает ряд минералов: гидробиотит, вермикулит, триоктаэдрические гидрослюда, монтмориллонит (?), глауконит, полевые шпаты, кварц и обломочные зерна эффузивных пород.

Хлоритизация

Процессы хлоритизации развиты в подавляющей части разреза: в песчаниках и алевролитах ушницкой свиты, ломозовских и реже ямпольских слоев могилевской свиты. В песчаниках олчедаевских слоев хлоритизация отмечается весьма редко.

Хлорит развивается преимущественно по цементирующей массе песчаников. Он тонкочешуйчатый, с бледно-зеленоватой, желтовато-зеленоватой, реже травяно-зеленой окраской, с неясным, иногда заметным и реже отчетливым плеохроизмом. Оптические константы хлорита чрезвычайно изменчивы: Ng' колеблется от 1,590 до 1,635, интерференционная окрас-

ка низкая, но заметная, обычно не превышает 0,005—0,007. Судя по совокупности данных, хлориты, присутствующие в породах, соответствуют прохлориту — рипидолиту.

Хлорит замещает гидробиотит, вермикулит и тонкодисперсные триоктаэдрические гидрослюда, возникшие в результате преобразования биотита в предшествующий этап, а также глинистые пелитовые продукты седиментогенного происхождения. Интенсивность хлоритизации различна как в разных слоях даже однотипного состава, так и в пределах одного слоя. Соответственно имеются постепенные переходы от участков слабохлоритизированных до участков, где слюдистая и слюдисто-глинистая масса цемента, в том числе и крупные биотитовые пластинки, нацело замещены хлоритом. Как показали наблюдения, интенсивность хлоритизации усиливается в тех случаях, когда пластинки и чешуйки биотита зажаты между зернами кварца. Так, в олигомиктовых песчаниках джуржевских слоев слюдистые пленочки-прокладки в микростилолитовых швах обычно нацело замещены хлоритом. Аналогичная картина отмечается в микалитах, сложенных листочками в той или иной мере гидратизированного биотита. В то время как биотитовые пластинки сравнительно редко хлоритизированы, гидрослюдистая масса и биотит, образующие цемент в кварцевых и кварцево-полевошпатовых микропропластах, заключенных в этих породах, обычно полностью преобразованы в хлорит. Хлорит развивается не только по гидробиотиту и гидрослюдам, но и по ряду других минералов. Коррозии, притом интенсивной, подвергается кварц, зерна которого приобретают нередко изъеденные очертания; реже хлорит проникает в кварц по мелким трещинкам. В зернах кварца с бластической структурой хлорит развивается иногда в форме жилок вдоль контакта отдельных неделимых, составляющих агрегат. Иногда хлорит врастает в кварц в виде причудливых червеобразных вrostков.

Более интенсивно, чем кварц, хлоритизируются полевые шпаты — микроклин и особенно плагиоклаз. Помимо корродирования и замещения зерен с периферии, хлорит часто развивается вдоль многочисленных трещин спайности, разбивающих зерна. Плагиоклаз нередко замещается до состояния реликтов и распадается на отдельные разобщенные части, принадлежность которых к одному зерну устанавливается по одновременно погасанию.

Особенно интенсивно проявляется хлоритизация в обломочных породах, содержащих зерна эффузивных пород основного состава (туфогенные песчаники и алевролиты). В них хлоритизации подвергаются не только пластинки биотита, но и тонкообломочная связующая масса (matrix), состоящая, вероятно, из тонкоизмельченного эффузивного материала. Не исключается эпигенетическая хлоритизация, по крайней мере частичная, обломочных зерен эффузивных пород, однако, поскольку последние были хлоритизированы с той или иной интенсивностью изначально, различить эти одновременно возникающие хлориты не представляется возможным.

Широко развит хлорит в кремнелых и кремнистых туфах и туффилах, развитых в ярышевских слоях (бронницкий горизонт, по М. Ф. Стащуку). Здесь хлорит образует мельчайшие (тысячные и реже сотые доли миллиметра) округлой формы выделения, иногда игольчатые крустификационные образования, возникающие при окремнении кислого вулканического стекла породы.

К образованиям рассматриваемого этапа относятся, по всем данным, зеленовато-бурые выделения, обнаруженные в цементе некоторых полимиктовых песчаников ярышевских и каниловских слоев, с характерной метаколлоидной структурой и, как показал рентгеноструктурный анализ, представленные шамозитом. Эти образования, приуроченные к породам, содержащим обильный железистый цемент, листочки биотита и обломки эффузивных пород, возникают как за счет железосодержащего вещества,

так и за счет преобразования биотита, а иногда хлоритизированного эффузивно-обломочного материала. О формировании шамозита в рассматриваемый этап косвенно свидетельствует отсутствие его в конкреционных образованиях при заметном его развитии в участках, где конкреции отсутствуют.

В песчаниках и алевролитах, слюдястый цемент которых преобразуется в хлорит, наблюдается то полная, то частичная хлоритизация глауконита. В первую очередь хлоритизируется глауконит, присутствующий в виде прожилкообразных выделений вдоль трещин спайности в полевых шпатах и по трещинкам в зернах кварца, а также образующий оболочки вокруг некоторых обломочных зерен. Реже хлорит замещает свободные зерна глауконита характерной овальной формы. Хлоритизация глауконита выражается в изменении окраски глауконита в более тусклые тона, то в небольшим, то в заметном повышении светопроломления, в исчезновении микроагрегатной структуры с развитием тонких низко-, а иногда аномально-интерферирующих чешуек.

Процессы преобразования гидробиотита и гидрослюд в хлорит, по-видимому, сопровождаются частичным выносом титана из преобразуемых решеток и формированием аутигенных кристалликов анатаза, изредка брукита и землистых титанистых продуктов, спорадически рассеянных в хлоритовом агрегате, а иногда врастающих в позднее формирующийся аутигенный кварц.

Рассматривая интенсивность проявления хлоритизации по разрезу древних доордовикских толщ, можно заметить, что этот процесс отсутствует или выражен исключительно слабо в песчаниках аркозового состава, слагающих компактные толщи (могилевская свита), в то время как песчаники, часто переслаивающиеся с аргиллитами или находящиеся среди них в виде прослоев и линз, обычно интенсивно хлоритизированы. Сильнее выражена хлоритизация также в разновидностях, богатых обломочным биотитом и обедненных полевыми шпатами, особенно калиевыми. В последних, как и в предыдущий этап, гидробиотит и вермикулит преобразуются преимущественно в гидромусковит, а триоктаэдрические гидрослюды — в диоктаэдрические.

Преобразование триоктаэдрических слюдястых минералов в хлорит развивается путем частичной перестройки октаэдрических и тетраэдрических слоев и формирования дополнительного бруситового слоя, перемежающего тальковые слои. По-видимому, основой для возникновения бруситового слоя служит межслоевая вода, присутствующая в вермикулите и часто содержащая катионы Mg^{2+} . Следует полагать, что процессы хлоритизации проявляются в слоях, интерстиционные воды которых насыщены ионами Mg^{2+} и Fe^{2+} , поступающими в песчаные слои из смежных с ними глинистых слоев. Хлоритизации также способствует более медленная скорость диффузии ионов магния в водных растворах, чем других катионов. Различия в скорости диффузии разных катионов вытекают из исследований О. Я. Самойлова, показавшего, что ионы Mg^{2+} обладают высокой энергией гидратации ($\Delta E = 2,61$ ккал/г-ион), значительно превосходящей энергию гидратации других катионов (ΔE кальция = 0,45 ккал/г-ион). Следовательно, частота активированных скачков ионов Mg^{2+} , определяющих скорость диффузии при прочих равных условиях, будет значительно меньше частоты активированных скачков других катионов. Доля же активированных скачков ионов вместе с сольватной оболочкой для магния несравненно выше, чем для других ионов. Таким образом, катион Mg^{2+} , в отличие от остальных ионов (Li^+ , Na^+ , K^+ , Cs^+ , Ca^+), движется в растворе в основном вместе с ближайшими к нему молекулами воды (Самойлов, 1957).

Кроме того, изменение гидробиотитовых минералов в хлорит, по-видимому, частично осуществляется преобразованием их, с одной стороны,

в диоктаэдрические гидрослюды, с другой — за счет выносимых из октаэдрических слоев ионов Fe^{2+} и Mg^{+} . Следовательно, можно полагать, что процесс хлоритизации сопровождается формированием диоктаэдрических гидрослюдов.

Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза

Как отмечалось выше, с развитием хлорита часто связан процесс альбитизации обломочных зерен плагиоклаза.

Альбитизация плагиоклаза развита преимущественно в нижней половине разреза рифейских отложений: в песчаниках могилевской свиты и в наиболее древних слоях расположенной выше ушницкой свиты. Песчаники этой части разреза, как указывалось, характеризуются аркозовым составом. Полевые шпаты (20—30%) представлены в рассматриваемых породах решетчатым микроклином и плагиоклазом в близких количественных соотношениях, обычно при некотором преобладании микроклина, за исключением олчедаевских слоев, в которых микроклин резко преобладает. Зерна плагиоклаза были изначально представлены как альбитом, так и олигоклазом, состав которого в ряде случаев соответствовал № 17—20. Возможно, что среди обломочных зерен присутствовали плагиоклазы и более основного состава, однако в ходе последующего стадийного изменения основность их либо понизилась, либо же они заместились другими минералами и в породах не сохранились. Выше уже указывалось, что многие зерна плагиоклаза, сжатые прилегающими зернами кварца, обнаруживают отчетливые признаки пластической деформации. Двойниковые швы в них изогнуты, причем характер изгиба обнаруживает тесную зависимость от расположения и формы прилегающих обломочных зерен. Изгибы двойниковых швов наблюдаются преимущественно следующих типов: дугообразный (табл. XXVII, 2), волнистый, флексурообразный (табл. VII, 6) и веерообразно-расходящийся (табл. XXVII, 1). Изгиб двойниковых швов сопровождается трансляционным скольжением двойниковых индивидуумов один относительно другого, вследствие чего между ними в местах изгиба возникают зазоры (табл. XXVIII, 1). Кроме того, такое скольжение иногда приводит к изменению формы обломочной поверхности зерен, в результате чего последняя приобретает не свойственный ей сложный характер. Целостность кристалла при этом нарушается (табл. XXVIII, 1).

Деформация зерен плагиоклаза сопровождается изменением их оптических свойств. По мере усиления степени деформированности зерен все более и более понижается показатель преломления минерала, повышается его интерференционная окраска, приобретающая молочно-белые, реже слегка желтоватые тона. Двупреломление достигает 0,009—0,011. Полисинтетическая двойниковая структура становится все менее и менее отчетливой и несколько расплывчатой (табл. XXVIII, 2) и, наконец, вовсе исчезает. Зерна приобретают однородное строение и четкую кристаллографическую огранку, чаще же распадаются на отдельные более мелкие пре-красно ограниченные кристаллики, по составу соответствующие альбиту № 2 — 5 (табл. XXVIII, 2, 3, 5). Микроскопические зазоры, возникающие при деформации между двойниковыми индивидуумами, а также промежутки между кристалликами альбита, развивающегося в результате перекристаллизации плагиоклаза, нередко заполняются выделениями низкопреломляющих минералов цеолитовой группы с интерференционной окраской в серых тонах (табл. XXVIII, 1, 3, 7; XXIX, 2).

Между недеформированными зернами плагиоклаза, по составу соответствующими олигоклазу № 12, и описанными выше интенсивно деформированными зернами, переходящими в ограниченные кристаллики альбита, прослеживается ряд полевых шпатов с постепенным изменением оптических свойств.

Наряду с полностью деанортитизированными обломочными зернами пользуются широким распространением обломочные зерна, в которых заметно альбитизирована лишь одна система двойников, другая же система сохраняет свой изначальный состав или же альбитизирована несравненно слабее. В результате такой избирательной деанортитизации в обломочных зернах можно наблюдать чередование двойниковых полосок с резко различным показателем преломления (табл. XXVIII, 5, 6), а в скрещенных николях, в положении максимального просветления, такие полоски обладают различной интерференционной окраской. Характерно, что трещины спайности, четко проявляющиеся в неизменных или слабее измененных двойниковых полосках, в альбитизированных зернах почти исчезают и приобретают пунктирно-прерывистый облик.

Состав деанортитизированной системы двойников по замерам на феторовском столике соответствует альбиту, с основностью, варьирующей от № 2 до № 5 и углом $2V = +80^\circ$; состав же сочетающейся с ними в тех же зернах системы неизменных или слабее измененных двойников соответствует олигоклазу № 11—14 с углом $2V = -84^\circ$.

Иногда попадаются зерна, в которых избирательная альбитизация лишь одной системы полисинтетических двойников развивается не через все зерна, а охватывает лишь их периферические части. Альбитизированная часть двойникового индивида по направлению в глубь зерна постепенно утоняется и выклинивается. Можно полагать, что подобные формы альбитизации соответствуют начальным стадиям этого процесса. Отметим, что описанная избирательная альбитизация плагиоклаза, развивающаяся вдоль одной системы полисинтетических двойников, наблюдается как в деформированных, так и недеформированных зернах.

Заметно реже отмечаются обломочные зерна плагиоклаза, подвергшиеся деанортитизации с периферии, но сохранившие свой более основной состав в «ядре» и приобретшие в результате этого своеобразную вторичную зональную структуру (табл. XXVIII, 8). Периферические зоны таких образований представлены альбитом, состав которого варьирует от № 3 до № 5; внутренняя же часть соответствует олигоклазу с основностью от № 12 до № 17. Небезынтересно указать, что состав плагиоклаза изменяется совершенно постепенно. В проходящем свете граница между более основным ядром и кислой периферической зоной большей частью не улавливается. Значительно отчетливее различия в составе устанавливаются в скрещенных николях по одновременному погасанию зон; в этом случае можно заметить, что границы зон имеют неправильные, нередко зубчато-заостренные очертания.

Еще реже наблюдается пятнистая альбитизация плагиоклаза. В некоторых обломочных зернах последнего с основностью, колеблющейся от № 12 до № 10, можно видеть мелкие участки с более низким показателем преломления. Измерения на ориентированных разрезах показали, что по составу эти участки соответствуют альбиту. Форма их бывает разнообразная и достаточно сложная, но ограничения их правильные, прямолинейные и соответствуют кристаллографическим элементам подвергающегося альбитизации плагиоклаза. В целом возникают образования, несколько напоминающие шахматный альбит.

Избирательная альбитизация в зернах плагиоклаза одной системы полисинтетических двойников, а также вторичная зональность, возникающая в результате преимущественной альбитизации зерен плагиоклаза с их периферии, отчетливо сказываются при последующих процессах замещения плагиоклаза кварцем, а также каолинитом и дикиитом. Так как плагиоклаз кислого состава легче, чем более основной, замещается кварцем, то альбитизированная система двойников обычно интенсивнее замещается кварцем, в то время как двойники более основного состава сохраняются (табл. XXIX, 4). Еще более отчетливо эти различия в составе проявляют-

ся при каолинизации и диккитизации благодаря несравненно более легкому замещению этими минералами плагиоклаза более основного состава, чем альбита. Различиями в составе, возникающими в результате эпигенетической альбитизации, по-видимому, обусловлено то, что каолинит и диккит легче замещают центральные части зерен плагиоклаза и несравненно труднее их более кислые периферические зоны (табл. XIX, 3; XXXI, 5; XXXII, 6).

Как указывалось выше, альбитизация плагиоклаза нередко сопровождается развитием цеолитовых минералов. Цеолиты выполняют микроскопические зазоры вдоль трещин спайности в преобразуемом плагиоклазе, иногда же вырастают в последний в форме игольчатых образований. Выделения натрий-кальциевых цеолитов нередко отмечаются в цементирующей хлоритовой массе или в поровых промежутках непосредственно вблизи зерен альбитизированного плагиоклаза. Тесная пространственная связь, обнаруживающаяся между альбитизацией плагиоклаза и образованием цеолитов, указывает на то, что связь эта причинная. Вместе с тем устанавливается существенная роль одностороннего давления в развитии процессов альбитизации плагиоклаза.

Можно полагать, что этот процесс протекает путем замещения в кристаллической решетке плагиоклаза ионов Ca^{2+} и Al^{3+} соответственно ионами Na^+ и Si^{4+} , в результате чего анортитовый компонент в кристалле замещается альбитовым. В условиях сжатия такой процесс может являться энергетически выгодным, поскольку радиусы ионов Ca^{2+} и Al^{3+} (1,04 Å и 0,57 Å) больше радиусов ионов Na^+ и Si^{4+} (0,95 Å и 0,39 Å), занимающих их место в решетке. Высвобождающиеся в процессе альбитизации плагиоклаза ионы кальция и алюминия частично расходуются на образование натрий-кальциевых цеолитов, а частично ведут к изменению состава интерстиционных вод¹. Процессы альбитизации могут развиваться, естественно, в условиях обогащенности интерстиционных растворов ионами натрия и кремнекислотой. Сам характер процессов альбитизации указывает на щелочной состав среды, в которой протекают рассматриваемые изменения.

Явления альбитизации, свойственные процессу эпигенетического преобразования песчаников в платформенных областях, в условиях отсутствия признаков привноса вещества с большой глубины чрезвычайно интересны с нескольких точек зрения.

Прежде всего необходимо отметить, что факты исключительного преобладания в песчаниках зерен плагиоклаза лишь кислого состава и, как правило, альбита, до сих пор объяснялись крайней нестойкостью плагиоклазов более основного состава в условиях выветривания и длительного переноса. Предполагалось, что такие плагиоклазы разрушались, не достигая бассейнов аккумуляции. Можно думать, что наблюдаемая нами в древних толщах Приднестровья эпигенетическая деанортитизация (альбитизация) обломочных зерен плагиоклаза не представляет собой исключительного явления и распространена довольно широко. Отнюдь не отрицая фактов значительного преобладания в песчаниках кислого плагиоклаза в результате нестойкости более основных его разновидностей при выветривании и переносе, мы считаем весьма вероятным, что, по крайней мере частично, в песчаниках развивается деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза в эпигенетическую стадию их преобразования, и этот процесс сказывается в резком преобладании в песчаниках альбита. Для доказательства этого предположения необходимы детальные исследования песчаных пород различного состава, возраста, расположенных сейчас на различной глубине в ряде районов.

¹ Подобный катионный обмен способствует преобразованию хлор-натриевых вод в хлор-кальциевые.

Причинная связь альбитизации плагиоклазов с давлением указывает на то, что этот процесс может протекать уже на умеренных глубинах и в условиях сравнительно невысоких температур. Для его осуществления нет необходимости привлекать гипотетические «альбитизирующие растворы». Альбитизация плагиоклаза может осуществляться обычными минерализованными интерстиционными водами с повышенным содержанием ионов натрия и кремния.

Роль давления в осуществлении определенных преобразований не ограничивается перекристаллизацией вещества в твердом состоянии с развитием бластических структур и усилением процессов растворения в точках контакта. По-видимому, давление может в значительной степени активизировать течение обменных реакций, способствуя возникновению минералов, в кристаллических решетках которых располагаются элементы с относительно малыми радиусами ионов, если этому не препятствуют другие факторы (как, например, химический состав интерстиционных растворов, их температура и другие параметры).

Цеолитизация

Проявления процессов цеолитизации, как и альбитизации, наблюдаются в нижней половине разреза, в ломозовских, ямпольских, ярышевских и джуржевских слоях, причем в последних цеолитизация выражена наиболее интенсивно. В олчедаевских слоях цеолиты не отмечались, что, вероятно, связано с незначительным содержанием в породах этого горизонта обломочных зерен плагиоклаза. В каниловских слоях, где проявления альбитизации плагиоклаза отмечаются спорадически и сравнительно редко, цеолиты не были обнаружены.

Цеолиты, как указывалось выше, развиваются преимущественно по плагиоклазу при альбитизации последнего. Они выполняют мелкие пустотки между прекрасно ограниченными табличками вновь образующегося по обломочному плагиоклазу альбита, реже развиваются вдоль пинакоидальных трещин спайности изменяющегося зерна (табл. XXIX, 2). При бластической перекристаллизации плагиоклаза и возникновении агрегата кристалликов альбита цеолиты чаще всего приурочены к центральным частям преобразующегося зерна. Иногда же аутигенный альбит образует прекрасно ограниченные кристаллы, которые обрастают снаружи кристаллами цеолитов (табл. XIX, 1).

Цеолиты представлены несколькими минеральными видами.

Наиболее широко развитый цеолит характеризуется светопреломлением, заметно более низким, нежели светопреломление альбита (N_g цеолита 1.520), со спайностью в одном направлении. Угасание относительно спайности прямое или почти прямое. Одноосен (?). Оптический знак переменный ($\pm$). Удлинение $\pm$. Двупреломление колеблется от 0,003 до 0,005. По приведенным константам цеолит не может быть отнесен ни к одному из известных видов.

В джуржевских слоях, наряду с описанным выше ближе не определенным цеолитом, изредка встречается томсонит в кристаллах игольчатого габитуса, с показателем преломления более высоким, чем у альбита, прямым погасанием и положительным удлинением. Томсонит вырастает в зерна альбитизированного плагиоклаза вдоль двойниковых швов с периферии зерен, иногда же находится в цементирующей хлоритизированной массе. Изредка кристаллики томсонита вырастают в указанные выше пластинчатые цеолиты.

В некоторых гравелитах из ямпольских слоев цеолиты развиваются не только по плагиоклазу, но их выделения встречаются в цементе, где они выполняют отдельные поровые промежутки между обломочными зернами.

Цеолииты эти, судя по их оптическим константам (низкий показатель преломления, $2V = -88^\circ$, $Ng \approx b$, $NpNm : (010) = 21^\circ$), относятся к группе морденит-гейландита.

Изучение взаимоотношений цеолитов с хлоритом указывает на их одновременное или почти одновременное образование, то же самое можно сказать и о взаимоотношениях с альбитом, но иногда видно, что цеолиты образуются несколько позднее альбита. Регенерационный кварц всегда выделяется позднее цеолитов (табл. XXVIII, 7). При каолинизации и диккитизации породы цеолиты замещаются этими минералами.

Прочие новообразования

Помимо указанных минералов, с рассматриваемым этапом связаны новообразования клиноцоизита. Клиноцоизит, так же как и цеолиты, встречается лишь в нижней половине разреза, начиная с джуржевских слоев и ниже, при этом он чаще присутствует в самых нижних горизонтах (олчедаевские слои) и реже в верхних.

Клиноцоизит в виде мелких кристалликов развивается по плагиоклазу (№ 15—20), вставая в последний. Ему присущ то короткостолбчатый, то удлиненно-призматический облик с поперечным сечением, чаще квадратным, чем гексагональным. Кристаллы клиноцоизита прозрачные или едва заметно зеленоватые, без признаков плеохроизма, с низкой интерференционной окраской, иногда с аномальными тонами, с сильной дисперсией оптических осей. Они встречаются то в виде единичных образований, то в форме агрегатов или прорастают плагиоклазы. Интенсивно замещаются клиноцоизитом обычно зерна плагиоклаза, подвергшиеся глубокому замещению глинистыми минералами (гидрослюдами) и хлоритом. Отдельные зерна плагиоклаза иногда нацело замещены агрегатом клиноцоизита, хлорита и кварца. Связь цоизитизации с хлоритизацией заключается, вероятно, в высвобождении ионов кальция, алюминия и кремнекислоты и поглощении железа. Агрегатные сростки кристаллов клиноцоизита иногда врастают в хлоритовый цемент (табл. XXIX, 1), где они образуются или в результате полного замещения мелких обломочных зерен плагиоклаза, или возникают, по-видимому, сингенетическим путем.

Прекрасно ограненные аутигенные кристаллики клиноцоизита нередко попадают в виде включений в регенерационном кварце, чаще всего концентрируясь вдоль обломочной поверхности регенерируемого зерна, где они нередко сочетаются с хлоритовым ободком, который очерчивает эту поверхность. Следовательно, их образование предшествовало выделению регенерационного кварца. Новообразованный клиноцоизит изредка констатируется в виде регенерационных оболочек вокруг обломочных зерен этого же минерала. Регенерация цоизита приводит к развитию кристаллов короткопризматического габитуса с восстановлением типичных для этого минерала граней (100) и (101).

В ямпольских слоях исключительно редко наблюдается регенерация обломочных зерен эпидота. Регенерационные оболочки обычно отличаются от обломочного ядра несколько более светлой окраской и полным отсутствием плеохроизма. В одном случае констатируется обрастание обломочного зерна цоизита ярко интерферирующей эпидотовой каймой.

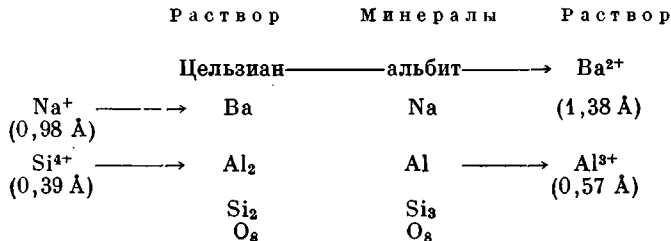
Преимущественное развитие в рассматриваемых условиях цоизита и исключительно редкое появление новообразованного эпидота, вероятно, не только обусловлено уходом Fe^{3+} в решетку возникающего хлорита, но и связано также с необычными термодинамическими особенностями обстановки преобразования (относительно низкая температура и высокое давление). В этих условиях энергетически выгодно, надо полагать, вхождение в состав формирующегося цоизита ионов Al^{3+} (с малым радиусом — 0,57 Å), нежели Fe^{3+} (ионный радиус 0,67 Å).

С рассматриваемым этапом связан барит, выделения которого спорадически присутствуют в мелко- и среднезернистых песчаниках верхних частей разреза ямпольских слоев. Особенно он обилен в песчаниках, обнажающихся в долине р. Руссавы к северу от Ямпоя.

Барит образует выделения неправильной формы, размером от 0,1 до 0,5 мм в поперечнике, выполняющие интерстиции между обломочными зернами, а иногда интенсивно корродирует и замещает полевые шпаты, а порой кварц. Взаимоотношения барита с аутигенным микроклином свидетельствуют о том, что микроклин возникал позднее барита. Регенерационный кварц нередко замещает барит, от которого остаются лишь реликты.

Ряд исследователей (Восанчук, 1956; Сташук, 1958; Курочка, 1955а, 1959), отмечая широкое распространение барита в тяжелых фракциях песчаных пород некоторых горизонтов, указывает на его аллотигенное происхождение. Однако прямыми наблюдениями установлена аутигенная природа барита. Привлекает внимание тот факт, что в песчаниках, где развит барит, обломочные зерна полевых шпатов интенсивно деформированы, а плагиоклазы альбитизированы, но цеолиты в них отсутствуют.

Можно полагать, что источником бария, входящего в состав аутигенного барита, являлись полевые шпаты, всегда содержащие в том или ином количестве молекулы цельзиана. Вхождение в решетку полевых шпатов бария с радиусом иона 1,38 Å в условиях интенсивного давления и невысокой температуры энергетически, очевидно, не выгодно; можно полагать, что ионы бария и алюминия цельзиановой молекулы в решетке полевых шпатов замещаются соответственно ионами натрия и силиция, в результате чего цельзиановая молекула переходит в альбитовую. Эти преобразования могут быть изображены следующей схемой:



Можно предполагать, что в эпигенетических условиях такие преобразования — явление обычное. Сравнительно редкие проявления барита обусловлены ограниченным содержанием в интерстиционных водах глибинных зон иона SO₄²⁻, вследствие чего барий рассеивается.

В рассматриваемый этап возникает еще один редкий минерал — гоацит или гамлинит (2SrO · 3Al₂O₃ · 2P₂O₅ · 7H₂O), спорадические выделения которого констатированы в некоторых песчаниках из олчедаевских слоев. Этот минерал обычно встречается в виде идиоморфных включений в генерационном кварце и чаще всего локализуется вблизи хлоритовых каемок, нарастающих на обломочные зерна по их контуру, а иногда кристаллики гоацита располагаются непосредственно в хлоритизированной глинистой массе. Стронций и алюминий для образования этого минерала заимствуются, вероятно, из полевых шпатов при их альбитизации, а фосфор — из седиментогенного глинистого вещества.

Рассматривая преобразования, присущие данному этапу, можно заметить следующие их особенности. Эти преобразования протекают при несравненно более высоком давлении, чем в предыдущем этапе, что отчет-

ливо устанавливается по пластической деформации, которую испытывают пластинки биотита и обломочные зерна полевых шпатов, и появлению микротрещин в зернах кварца. Давление нарастало, по-видимому, постепенно, ибо лишь при постепенном росте напряжений возможна пластическая деформация, а не раздробление столь хрупких каркасных алюмосиликатов, как полевые шпаты. Плавный рост давления был обусловлен постепенным увеличением нагрузки в результате накопления осадков и увеличения мощности перекрывающих толщ, т. е. процесса, протекающего в платформенных областях исключительно медленно.

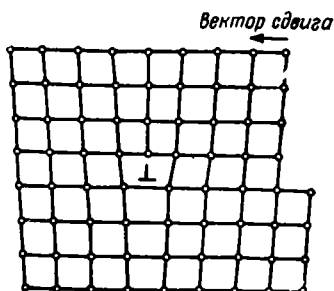
Напряжения, которые возникали в обломочных породах, были недостаточно значительны для формирования типичных структур растворения под давлением, хотя некоторое растворение зерен в местах их стыка, несомненно, происходило.

Вторая особенность рассматриваемого этапа заключается в том, что преобразованием охватываются не только наименее стойкие, легко преобразуемые слоистые минералы и пелитоморфный материал, присутствующий в составе цемента, обладающий огромной удельной поверхностью и, вследствие этого, большим запасом свободной энергии, но также большинство устойчивых минералов и относительно грубый обломочный материал, составляющий «костяк» породы. Таким образом, масса материала, вступающая на этом этапе в круг развивающихся реакций, значительно возрастает, соответственно расширяется число элементов, переходящих в интерстиционные растворы, а облик возникающих минеральных парагенезов становится значительно более разнообразным и пестрым.

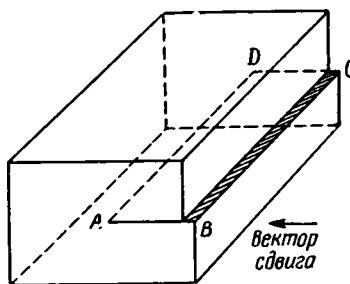
Следующая особенность заключается в весьма своеобразном и специфичном характере взаимодействия интерстиционных растворов с твердыми фазами. Здесь, наряду с явлениями замещения хлоритом обломочных зерен и продуктов, возникших в предшествующий этап (гидрослюд), развивается необычный процесс дифференциального метасоматического замещения под давлением. Сущность этого процесса, наиболее отчетливо проявляющегося в деанортитизации плагиоклаза, заключается в замещении в решетках сильно сжатых минералов ионов с относительно крупными размерами ионами с меньшим радиусом, находящимися в интерстиционных растворах в большом количестве. Этот обмен протекает по принципу изовалентного или гетеровалентного изоморфизма и ведет к обогащению твердых фаз элементами, которые содержатся в интерстиционных растворах, и к переходу из кристаллических решеток в раствор элементов, иногда для него необычных. Существенное влияние на ход процесса, помимо давления, являющегося ведущим фактором в возникновении подобного обмена, оказывают и другие факторы, в том числе химизм раствора, структура кристаллов, степень их совершенства и другие. Следует отметить, что такой процесс взаимодействия растворов с твердыми фазами и возникновение минералов, в которых ионы обладают минимальными размерами, по-видимому, широко распространен в эпигенезе и является характерной особенностью этой стадии. Проследить его, однако, представляется возможным лишь на ограниченном числе минералов, в которых замещения подобного типа сказываются на их оптических свойствах (в частности, на плагиоклазе). Для многих же других минералов мы не можем уловить подобные изменения, даже если они и происходят, так как в сущности не располагаем необходимой методикой для того, чтобы уловить этот процесс. Однако можно предполагать, что миграция элементов, подобная той, которая протекает при деанортитизации плагиоклаза, совершается и с другими элементами в других минералах. К таким процессам, вероятно, относится и преобразование цельзианового компонента полевых шпатов в альбитовый, с выносом в интерстиционный раствор ионов Ba^{2+} и Sr^{2+} , обладающих крупными радиусами (1,38 и 1,20 Å соответственно), и Al^{3+} , а также замещением в октаэдрических слоях триокта-

эдрических слюд ионов Mg^{2+} и Fe^{2+} (с радиусами 0,74 и 0,80 Å) алюминием и трехвалентным железом (0,57 и 0,67 Å соответственно).

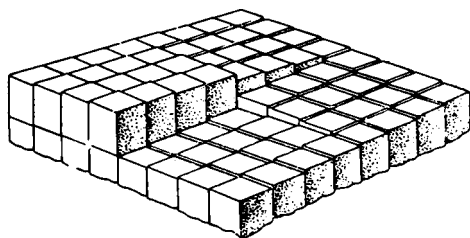
Как известно, в минералах заключено небольшое количество разнообразных элементов-примесей, которые рассеяны в их кристаллических решетках. Исследования последних лет (Рид, 1957) показали, что распределение элементов-примесей тесно сопряжено со структурными несовер-



Фиг. 19. Схематическое изображение линейной дислокации в результате деформации кристаллической решетки. Дислокация является краем неполной атомной или ионной плоскости и обозначена значком $\perp$ (по Риду, 1957)



Фиг. 20. Линейная дислокация AD, возникающая в результате деформации кристаллической решетки (по Риду, 1957)



Фиг. 21. Винтовая дислокация, возникающая в результате деформации кристаллической решетки (по Риду, 1957)

шенствами кристаллических решеток и, в частности, с так называемыми дислокациями. Под дислокацией понимают также структурные несовершенства кристаллов, которые характеризуются появлением лишней атомной или ионной плоскости (фиг. 19), вследствие того, что n узлов одной части решетки сопрягаются с $n + 1$ узлами другой. Среди кристаллов, в том числе и минералов, широко распространены дислокации двух типов: линейные и винтовые (фиг. 20 и 21). Дислокации неизбежно сопровождаются зонами растяжения и сжатия. Зона растяжения характеризуется более значительными, а зона сжатия — меньшими расстояниями между узлами решетки в сравнении с расстояниями в нормальной кристаллической матрице данного вещества (Рид, 1957).

Как показал А. Х. Коттрелл (1956), элементы-примеси рассеяны в кристалле не равномерно, а концентрируются вокруг дислокаций таким образом, что в зонах сжатия скопляются элементы-примеси, обладающие радиусом меньшим, нежели радиус элемента или иона, который они замещают, а в зонах растяжения распределяются элементы-примеси с большим радиусом. Такие скопления посторонних элементов вокруг дислокаций получили название «облака Коттрелла» (Рид, 1957). Наличие подобного «облака» примесей используется для выявления дислокаций методами травления, так как участки, содержащие примеси, легче вытравливаются при обработке поверхности кристаллов соответствующими реактивами (табл. XXXV, 3).

Количество дислокаций в кристаллах огромно. В искусственно изготовленных кристаллах некоторых элементов, при выращивании которых принимаются специальные меры с тем, чтобы уменьшить количество дис-

локаций, число их составляет около 10^3 на 1 см^2 поверхности, а в деформированных кристаллах часто составляет 10^8 . В природных кристаллах — минералах их число еще значительнее, в частности, в некоторых кальцитах оно обычно составляет $10^{12} - 10^{14} \text{ см}^2$.

Как показали многочисленные опыты, дислокации легко перемещаются в кристаллических решетках под влиянием сравнительно небольших напряжений, на один-два порядка меньших, нежели напряжения, которые вызывают пластическую деформацию данной решетки. Движения дислокаций вызываются как механическими напряжениями, так и некоторым, часто незначительным изменением температуры. Экспериментальные данные показали, что при небольших скоростях перемещения дислокаций «облака» Коттрелла перемещаются вместе с ними. Таким образом, в природных условиях, когда непрерывно осуществляется переориентировка напряжений и изменяется их величина, в минералах должно неизбежно происходить движение дислокаций вместе с концентрирующимися вокруг них элементами-примесями. Так как в конечном счете дислокации по мере их движения выходят за пределы кристаллической решетки, преобразуясь в трансляционный сдвиг, т. е. в элемент пластической деформации, элементы-примеси выходят из решетки на поверхность зерен, что, несомненно, способствует их переходу в раствор.

Можно полагать, что по мере увеличения напряжения в породах осуществляется своеобразное «перекачивание» элементов-примесей из внутренних частей зерен к их периферии с последующим переходом этих элементов в раствор. Таким образом, протекает самоочистка минералов от заключенных в них примесей в твердом состоянии без разрушения решетки. Возможно, что при таких именно процессах ряд металлических элементов, изначально рассеянных в кристаллических решетках кластогенных компонентов песчаников в форме изоморфных примесей или микровключений, в том числе и свинец, постоянно присутствующий в полевых шпатах (Таусон, Студеникова, 1959), цирконе, монаците и других минералах, выносятся в раствор и приобретает при благоприятных условиях способность к миграции на заметные расстояния (Копелиович, 1960а). В областях интенсивного проявления длительного стресса процессы избирательного обмена веществом между интерстиционными растворами и минералами пород и перемещения элементов-примесей в результате движения дислокаций без разрушения или существенного преобразования их кристаллической решетки могут привести к высвобождению ряда элементов, изоморфно рассеянных в минералах пород, переходу их в раствор, дальнейшей миграции, возникновению своеобразных гидратогенных рудных растворов немагматического происхождения. Такие растворы, заимствуя и обогащаясь определенными элементами из пород, через которые они проходят, могут отлагать их соединения в определенных «излюбленных», по выражению Маухера, местах (Рутье, 1960).

В заключение необходимо коснуться вопросов, связанных с составом интерстиционных растворов. Судя по характеру возникающих минеральных парагенезов, растворы эти характеризовались слабощелочными свойствами, о чем свидетельствует возникновение хлорита, альбита и цеолитов. Спорадическое и в общем редкое присутствие сульфатов в виде барита дает основание полагать, что ионы SO_4^{2-} играли несущественную роль в солевом составе вод. Поскольку растворы несомненно содержали значительное количество ионов Na^+ и в целом характеризовались слабощелочной реакцией, минерализация растворов, скорее всего, определялась высоким содержанием NaCl и некоторой примесью бикарбонатов Ca и Mg .

ЭТАП МАССОВОГО РАСТВОРЕНИЯ И РЕГЕНЕРАЦИИ КВАРЦА И ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Рассматриваемый этап отразился исключительно отчетливо во всех песчаных породах исследованной толщи. Его развитием в основном и обусловлен присущий этим породам сильно измененный облик.

Характерной чертой данного этапа является дальнейшая интенсификация процессов преобразования и вовлечение в его сферу всех минералов, составляющих обломочные породы, в том числе и наиболее устойчивых. В отличие от изменений предшествующего этапа, где широко проявлялось преобразование минералов путем частичного замещения в кристаллических решетках катионов с большим радиусом на катионы с меньшим, для рассматриваемого этапа типично массовое растворение главных породообразующих минералов: кварца, микроклина, плагиоклаза. Оно развивается, как указывалось выше, в точках контакта зерен под влиянием давления и в результате происходит переход в интерстиционный раствор не только всех породообразующих элементов, составляющих кристаллическую решетку-матрицу, но и всех элементов-примесей, заключенных в ней в изоморфной форме, в виде микровключений и т. п.

Массовое растворение зерен приводит к развитию конформных, реже микростиллитовых и инкорпорационных структур, которые в ряде случаев позволяют количественно оценить интенсивность растворения, поскольку удается уловить первичные контуры обломочных зерен и сопоставить их с конечными. Как было показано (Копелиович, 1959а), простое зрительное восприятие изменений размеров зерен при микроскопических исследованиях создает неверное представление о количестве материала, переходящего в раствор, поскольку объем зерен пропорционален 3-й степени его поперечных размеров¹. О том, насколько значителен этот объем, дает представление табл. 23, в которой приведены теоретические вычисления

относительного объема перешедшего в раствор материала $\frac{\Delta v}{v}$ в зависимости от соотношений начальных (d_n) и конечных (d_k) средних поперечников зерен. В частности, уменьшению поперечных размеров зерен на 5, 10, 20% соответствует растворение на 14,2; 27,1 и 48,8% изначального их объема. Подсчеты показали, что количество материала, переходящего в раствор в рассматриваемый этап, нередко измеряется первыми десятками процентов. Пестрота распределения напряжений в разных точках песчаных пород приводит к различиям в концентрациях, а их выравнивание в процессе диффузии вызывает переотложение материала в местах пониженного давления. В результате в породах возникает одновременно идущий процесс растворения и кристаллизации одних и тех же минералов: кварца, микроклина и альбита.

Как показали наблюдения, присутствие биотита интенсифицирует процессы растворения, что обусловлено повышением щелочности растворов в результате сравнительной легкости перехода в раствор межслоевых ионов калия. Поэтому в разнородностях песчаников, обогащенных биотитом, процессы растворения выражены несравненно сильнее процессов кристаллизации, а в песчаниках (тем более микалитах), содержащих биотит в еще большем количестве, происходит лишь растворение зерен, не сопро-

¹ Относительное изменение объема $\frac{\Delta v}{v} = 1 - \frac{d_1''}{d_1'} \cdot \frac{d_2''}{d_2'} \cdot \frac{d_3''}{d_3'}$.

Штрих означает исходные размеры d , два штриха — конечные по трем характерным направлениям 1, 2, 3. При $\frac{d_1''}{d_1'} = \frac{d_2''}{d_2'} = \frac{d_3''}{d_3'} = \frac{\Delta v}{v} = 1 - \left(\frac{d_k}{d_n} \right)^3$, где d_k и d_n обозначают конечные и начальные поперечные размеры зерен (Копелиович, 1959а).

вождающееся регенерацией, т. е. осуществляется интенсивный вынос вещества из преобразуемых пород. Отсутствуют явления регенерации также в глинистых породах, хотя коррозия и растворение обломочных зерен в них развиты довольно широко. Напротив, в некоторых песчаных породах, бедных биотитом, процессы растворения протекают замедленно, и в них при относительно ограниченном развитии структур растворения в изобилии присутствует регенерационный кварц. Таким образом, наряду с породами, в которых доминируют явления растворения под давлением, наблюдаются породы, в которых преобладают структуры регенерационного роста. Поскольку те и другие породы находятся в одном разрезе и нередко

Т а б л и ц а 23

Объем перешедшего в раствор материала в зависимости от соотношений
поперечных размеров зерен до и после растворения $\frac{d_k}{d_n}$

Соотноше- ние попе- речных размеров зерна	Относи- тельное изменение объема, %	Соотноше- ние попе- речных размеров зерна	Относи- тельное изменение объема, %	Соотноше- ние попе- речных размеров зерна	Относи- тельное изменение объема, %	Соотноше- ние попе- речных размеров зерна	Относи- тельное изменение объема, %
1,00	0,00	0,75	57,81	0,50	87,50	0,25	98,44
0,95	14,26	0,70	65,70	0,45	90,89	0,20	99,20
0,90	27,10	0,65	72,54	0,40	93,60	0,15	99,66
0,85	38,59	0,60	78,40	0,35	95,71	0,10	99,90
0,80	48,80	0,55	83,36	0,30	97,30	0,05	99,99

непосредственно контактируют одна с другой, можно предположить, что в рассматриваемый этап протекали процессы перераспределения вещества, в частности кремнекислоты, не только в пределах пластов, но и между пластами.

Кварц

Новообразованный кварц широко распространен в песчаниках и алевролитах описанного выше разреза в виде регенерационных каемок, нарастающих на обломочные зерна, агрегатных выполнений пор и интерстиций, образующих различного облика цементирующую массу, псевдоморфоз, возникающих в результате замещения как терригенных минералов, так и аутигенных образований, формировавшихся в более ранние этапы.

Эти новообразования, различные по форме и структурным особенностям, возникают частично одновременно, частично разновременнo, представляя собой в ряде случаев, по-видимому, разные генерации, распознать которые не всегда возможно.

Наиболее широко распространен регенерационный кварц двух типов.

Первый тип развит в песчаниках и алевролитах, в которых, наряду с регенерацией, интенсивно проявляются структуры, растворения под давлением, и основным источником кремнекислоты является, по-видимому, терригенный кварц, подвергшийся растворению. В этих породах толщина регенерационных каемок, нарастающих на обломочные кварцевые зерна, колеблется в широких пределах, от тысячных долей до 0,2 мм. Внутренний контур каймы четко очерчивается тончайшими пылевидными включениями пелитовых продуктов и мельчайшими, иногда почти незаметными, включениями жидкости.

В песчаниках, содержащих в заметном и значительном количестве гидрослюдистый цемент, в той или иной степени замещенный хлоритом, обломочные зерна оконтуриваются прерывистыми каемками, состоящими из чешуек гидробиотита, гидрослюда или чаще хлорита, которые отделяют их от нарастающей регенерационной кварцевой оболочки. Это свидетельствует о более позднем развитии новообразованного кварца, нежели указанных минералов. Наружный контур каемок обычно весьма неправильный, причудливо-извилистый. Аутигенный кварц нередко цементирует и прилегающие обломочные зерна. В разномерных песчаниках регенерационный кварц проникает в мелкозернистую массу, нарастая как на обломочные зерна, так и на новообразованные кварцевые кристаллы, возникающие в процессе ее перекристаллизации. Оптическая ориентировка новообразованных кварцевых каемок строго, до мельчайших деталей, совпадает с ориентировкой обломочных зерен, вокруг которых они возникают. Этим можно объяснить наличие в новообразованной оболочке волнистой и мозаичной структуры регенерируемых зерен. Кроме того, при обрастании обломочных зерен с поликристаллической и кварцитовидной структурой регенерационная оболочка соответственно характеризуется псевдобластической и кварцитовидной структурой (табл. XXIX, 3).

Нарастающая регенерационная кайма иногда содержит многочисленные включения дисперсных глинистых чешуек, а чаще мельчайших однофазных и двухфазных пузырьков жидкости¹ и газа ($n < \text{кварца}$). Их расположение обычно строго линейное, отвечающее граням растущего кристалла и подчеркивающее прерывистый характер его роста. Вследствие этого новообразованные кварцевые каемки иногда приобретают то более, то менее отчетливую зональную структуру (табл. XXIX, 5; XXX, 2). Число таких зон колеблется от трех до семи, а иногда достигает 11. Некоторые зоны насыщены огромным количеством дисперсных включений жидкости, размеры которых лежат за пределами разрешающей силы микроскопа. Их присутствие сказывается в появлении легкой ряби и некотором уменьшении показателей преломления включающего их кварца. Небезынтересно отметить, что включения находятся не во всей регенерационной кайме, а преимущественно лишь в средней ее части. На первом этапе рост зерна идет не равномерно, а развивается таким образом, что в нем восстанавливаются присущие ему кристаллические грани. Далее нарастание идет параллельно кристаллической огранке регенерационного зерна и фиксируется многочисленными включениями пузырьков жидкости. Вслед за тем зерно неравномерно разрастается, внешние его контуры приобретают причудливую форму, обусловленную формой прилегающих зерен, которые захватываются и цементируются регенерационным кварцем. В случае, когда идет рост встречной каймы соседнего зерна, граница стыка между обеими каемками имеет правильные очертания (табл. XXIX, 6, XXX, 2). Следует отметить, что наружная часть регенерационной каймы обычно прозрачна и лишена включений. Иногда в регенерированных каемках отмечаются тончайшие (тысячные доли миллиметра) зоны с несколько меньшим преломлением, представленные халцедоном. В кварцевые каемки нередко шиповидно врастают листочки биотита и его мусковитизированной разновидности.

Новообразованные кварцевые оболочки развиваются вокруг большинства обломочных зерен кварца, однако толщина их обычно неодинакова и нарастают они на зерна не всегда со всех сторон. Они обычно отсутствуют там, где обломочные зерна приведены в соприкосновение одно с другим. Некоторые зерна не несут признаков регенерации, а, напротив, интенсивно корродируются цементирующей массой. Нередко также встре-

¹ Подобные включения жидкости в регенерационном кварце широко развиты в ордовикских песчаниках St. Peter (Миссури и Арканзас) и Simpson (Оклахома, Миссури), детально изучавшихся Гилдом (Heald, 1956).

яются зерна, которые в одной части интенсивно корродированы, а в другой — регенерированы. Чаще всего регенерируются зерна кварца размером до 2 мм в поперечнике. Зерна с кварцитовидной структурой регенерируются заметно реже и значительно чаще разъедаются цементирующей массой.

В тех участках породы, где обломочные зерна сближены, их регенерация приводит к слиянию в единое целое растущих навстречу одна другой каемок и возникновению агрегатов с регенерационно-кварцевым цементом.

При регенерации кварцевых зерен намечается тенденция к удлинению разрастающегося зерна в направлении оси *C*, однако тенденция эта реализуется лишь в том случае, если разрастанию не препятствуют соседние зерна.

Второй тип регенерационного кварца развит в песчанистых гравелитах с регенерационным кварцевым цементом. В этих породах структуры растворения под давлением развиты ограниченно и новообразованный кварц возникает главным образом за счет привноса кремнезема извне. Регенерация зерен кварца носит своеобразный характер. Новообразованный кварц обычно не отделяется от обломочного зерна какой-либо каемкой¹ и сливается с ним в единое целое, приобретая оптическую ориентировку обломочного зерна, совпадающую до мельчайших структурных деталей с периферической его зоной. Новообразованный кварц этого типа часто заметно отличается от описанного выше присутствием в несравненно большем количестве тончайших (менее 0,001 мм) включений жидкости и газа, изредка дисперсных землистых глинистых и железистых продуктов. Эти включения, оседая лишь на призматических гранях растущих кристаллов, очерчивают зоны, совпадающие с направлением оси *C* во всем объеме нарастающего зерна и вне зависимости от контуров обломка (табл. XXX, 1). Это обусловлено резко различными скоростями роста кварца в направлении оси *C* (максимум) и в перпендикулярном направлении (минимум), в результате чего мельчайшие пузырьки маточного раствора захватываются и включаются в растущий кристалл. От жидких включений бывают свободны лишь наиболее поздние выделения, образующие наружную часть каймы. Максимально быстрый рост кварца в направлении оси *C* кристалла сказывается и в различной толщине новообразованной каймы. Последняя почти всегда в направлении оси *C* достигает наибольших размеров, вследствие чего многие регенерированные зерна приобретают удлинённый облик. Регенерационный кварц обычно заполняет поровые промежутки, охватывая и цементируя соседние зерна. Соответственно внешний контур новообразованной каймы имеет неправильные очертания, обусловленные формой выполняемого пространства. В иных случаях, при росте каемок навстречу одна другой, зерна сростаются по правильным линиям, и структура агрегатов приобретает полиэдрический облик.

Дорегенерационные контуры обломочных зерен — неправильные, часто причудливо корродированные. Дорегенерационная коррозия свидетельствует об агрессивности поступавших в породы растворов и об их недосыщенности кремнекислотой, в результате чего на первых порах они активно растворяли обломочные зерна кварца и полевых шпатов. Постепенно состав растворов менялся, они насыщались кремнеземом и алюминием; из растворов кристаллизовался сперва аутигенный микроклин и вслед за ним медленно выпадал кварц.

Кварц, регенерирующий обломочные зерна, нередко взаимодействует с другими минералами. Он иногда корродирует с периферии зерна микро-

¹ Лишь изредка на обломочной поверхности бывают заметны редкие чешуйки серицита, а иногда тончайшие примазки глинистых продуктов.

клина, реже замещает их. Еще более интенсивно замещается плагиоклаз. Кварц корродирует последний с периферии, иногда глубоко проникает в зерна, замещая то все зерно, то одну систему двойников и сохраняя при этом оптическую ориентировку регенерационной каемки (табл. XXIX, 4). В ряде случаев кварц замещает зерна полевых шпатов, от которых остаются лишь реликты, а иногда — нацело (табл. XXX, 4). Изредка отмечается полное замещение растущими регенерационными кварцевыми каемками обломочных зерен не только полевого шпата, но и кварца. Если такие зерна соприкасаются с несколькими каемками, растущими с разных сторон, то каждая часть их при замещении приобретает оптическую ориентировку соответствующей регенерационной каемки. В результате одно и то же зерно замещается различно ориентированным аутигенным кварцем. Эти явления показывают, что замещение обломочных зерен происходит в процессе роста регенерационных каемок. Одновременно протекающий процесс растворения и роста кварца указывает на почти равновесное состояние системы и чрезвычайно медленное течение процесса, при котором на растворении зерна сказываются особенности их тонкой структуры и различия в энергии разных кристаллических граней — растворяющейся и растущей.

Помимо кварца, регенерирующего обломочные зерна, встречается и аутигенный кварц, выполняющий поровые промежутки и замещающий другие минералы. Существует определенная зависимость между степенью окристаллизованности кварца, его габитусом, характером возникающих агрегатов и размерами пор, которые он выполняет. В относительно крупных свободных поровых участках кварц кристаллизуется в форме крупнозернистого (0,05—0,20 мм) роговикового агрегата, при этом кристаллы его обладают правильными ограничениями, шестоватым обликом с ромбоэдрическими вершинами. Иногда аутигенный кварц инкрустирует стенки пор, образуя микроскопические друзы с прекрасно ограниченными кристаллами. Заметно чаще кварц образует роговиковые мозаично-бластические агрегаты, состоящие из выделений неправильной, несколько удлиненной формы, с лапчатыми ограничениями, реже с правильной огранкой, размером от 0,04 до 0,10, реже до 0,15—0,20 мм. В роговиковом кварцевом агрегате нередко присутствует примесь мелких обломочных зерен кварца и полевых шпатов то интенсивно корродированных, то регенерированных. Их содержание иногда существенно. По-видимому, такие роговиковые агрегаты возникают, по крайней мере частично, в результате перекристаллизации мелкообломочного кварцевого и полевошпатового материала.

В породах, где цемент представлен относительно крупными (0,05—0,30 мм) листочками гидратизированного биотита и вермикулита, кварц проникает и выполняет промежутки между листочками слюды и, тесно срастаясь с ними, образует слюдисто-роговиковый агрегат. Листочки слюды размещаются на стыках кварцевых зерен, иногда же вырастают в последние. Выделения кварца часто проникают вдоль базальных плоскостей спайности листочков слабо и интенсивно гидратизированной слюды, расщепляя их на тончайшие пластинки. Этим жилкоподобным выделениям кварца присуща то одинаковая, то различная оптическая ориентировка. Возникающие агрегаты иногда напоминают по своему структурному рисунку кварцево-слюдяные сланцы.

Слюдисто-роговиковый агрегат часто корродирует обломочные зерна кварца и полевых шпатов, придавая им неправильные извилистые очертания и вдаваясь в последние в виде язычков и бухточек.

Иного характера выделения кварца, выполняющие поры, в которых присутствует глинистое вещество. Они образуют тонкозернистый агрегат, зерна которого имеют неправильные, часто лапчатые ограничения, а размер колеблется в пределах 0,006—0,060 мм, изредка достигая 0,1 мм. Кварц прорастает многочисленными включениями мелких и дисперсных частиц

глинистого вещества и гидроокислов железа. Степень раскристаллизации кварца зависит от количества глинистого вещества, и в участках, где последнее преобладает, кварц приобретает криптокристаллический, кремнистый облик. Таким же кремнистым обликом отличается кварц, выделяющийся в обломочных глинистых породах и вызывающий их окремнение. Иногда в глинистых участках кремнекислота выпадает в форме низкопреломляющих модификаций — халцедона и реже опала.

Таким образом, облик новообразованного кварца обнаруживает тесную связь с условиями, в которых протекает его кристаллизация. В условиях свободного роста развивается регенерационный кварц, в более стесненных — роговиковый. В тех же участках, где обильно глинистое вещество, выделяются мелкозернистые кремнистые его агрегаты. По-видимому, глинистое вещество каталитически воздействует на кремнеземсодержащий раствор, способствуя его быстрой кристаллизации, а обилие центров кристаллизации обуславливает соответствующий структурный облик новообразований.

Взаимоотношения кварца, регенерирующего зерна, и кварца, кристаллизующегося в форме роговиковых и кремнистых агрегатов, в одних случаях указывают на их одновременное, в других — на разновременное происхождение. Среди глинисто-кварцевого цемента нередко встречаются отдельные более крупные, свободные от включений выделения кварца, неотличимые от кварца, слагающего роговиковый цемент. Периферические части поровых промежутков сложены глинисто-кварцевым агрегатом, постепенно сменяющимся к центру свободным от включений кварцем роговикового и шестоватого облика. Местами роговиковый цемент образует типичные прожилки (толщиной от 0,1 до 0,4 мм), секущие глинисто-кварцевый агрегат, при этом удлинённые кристаллы кварца нарастают нормально к зальбандам и нередко заканчиваются пирамидками. В глинисто-кварцевом агрегате иногда отмечаются округлой и линзовидной формы пустотки, инкрустированные друзчатыми агрегатами роговикового кварца. Роговиковый кварц отличается от кварца, слагающего глинисто-кварцевый агрегат, своей чистотой, прозрачностью и более крупными размерами кристаллов и представляет лишь его разновидность, которая частично выделяется одновременно с глинисто-роговиковым агрегатом, частично же образуется позднее.

Подобные взаимоотношения наблюдаются и между регенерационным и роговиковым кварцем. В одних случаях регенерационная каемка постепенно переходит в шестоватый и роговиковый кварц, в других — последний проявляет отчетливый идиоморфизм по отношению к регенерационным каемкам.

Совокупность данных позволяет считать, что разнообразный облик кварца обусловлен различными условиями его кристаллизации. Длительность кристаллизации и неодновременное ее окончание в разных частях породы приводят к различным взаимоотношениям рассмотренных модификаций.

Выделения кварца, выполняющие мелкие поровые промежутки между регенерированными обломочными зернами и связанные с последними фазами рассматриваемого этапа, обычно характеризуются мелкозернистостью роговиковым, а иногда криптокристаллическим кремнистым обликом. Роговиковый и кремнистый кварц иногда корродирует и замещает регенерационный кварц, а также обломочные кварц и полевые шпаты. С этой более поздней генерацией иногда ассоциируют выделения флюорита и галенита, образующего в песчанниках рассеянную вкрапленность (олчедаевские слои). Значительно чаще и обычнее с этим поздним кварцем сочетаются выделения пирита, а иногда и других сульфидов (сфалерит, галенит).

К поздним генерациям кварца относятся, по-видимому, также его выделения в фосфоритовых конкрециях, где он выполняет продольные каналы между фосфоритовыми лучами, образуя нередко кристаллы с чет-

кой огранкой. Наряду с кварцем здесь нередко присутствует халцедон с радиально-лучистым строением. В кварце иногда заключены мелкие прекрасно ограненные кристаллы пирита пентагонально-додекаэдрического габитуса. С выделениями кварца в фосфоритовых конкрециях связана перекристаллизация фосфатного вещества с образованием крупных, хорошо ограненных кристаллов гидроксилapatита, а также образование алюмофосфатных игольчатых минералов, в том числе и варисцита, инкрустирующих стенки полостей и включенных в кварц; это указывает на взаимодействие растворов, отлагавших кварц, с фосфатным веществом конкреций и на присутствие в них ионов алюминия.

Новообразованный кварц развит исключительно широко по всему рассматриваемому разрезу и в ряде песчаников и алевролитов составляет основное количество цемента породы. Регенерационные кварцевые каемки, нарастающие на соседние зерна, сливаются, и зерна таким образом срастаются в сплошной агрегат. В некоторых разновидностях цемент представлен роговиковым и кремнистым агрегатом, выполняющими пустоты, или слагается из листочков слюды и глинистого вещества.

С рассматриваемым этапом тесно связаны упомянутые выше явления залечивания микротрещин в кварце с образованием линейно вытянутых мельчайших включений жидкости.

Микроклин

Растворение обломочного микроклина в нижних горизонтах разреза сопровождается его регенерацией. Аутигенный микроклин в отличие от обломочного не обнаруживает решетчатой двойниковой структуры. Лишь изредка решетка переходит в новообразованную кайму и быстро исчезает. Преломление новообразованной каемки или в точности равно преломлению обломочного зерна, или же несколько ниже: $N_p = 1,519$, $N_g = 1,524$. $N_g - N_p = 0,005$. Оптическая ориентировка каймы обычно почти совпадает с ориентировкой одной из систем микроклиновых двойников обломочного зерна. Трещины спайности продолжают в кайме, не меняя своего направления. Измерения ориентировки оптической индикатрисы и угла оптических осей новообразованного микроклина показали, что как положение индикатрисы, так и ее форма ($2V$) существенно иные, нежели в обломочном микроклине. Угол оптических осей мал и колеблется от $(-)$ 46° до $(-)$ 68° , в то время как в обломочных зернах микроклина, которые кайма обрастает, угол $2V$ варьирует от $(-)$ 74° до $(-)$ 88° . Величина угла оптических осей новообразованных калиевых полевых шпатов не обнаруживает какой-либо зависимости от величины $2V$ обломочного микроклина. Ориентировка индикатрисы в аутигенном микроклине иная, нежели в обломочном, и ближе к таковой в апортотклазе. Таким образом, по оптическим константам аутигенный микроклин напоминает апортотклаз.

Толщина регенерационных каемок колеблется от тысячных долей до $0,2$ мм и изредка достигает $0,3$ мм. Наиболее интенсивно регенерируются участки зерен со сглаженными углами; в этих местах восстанавливается присущая кристаллам огранка. Большей толщиной обладают каемки, нарастающие на грань (010), несколько слабее регенерируется грань (001) и еще более медленно растут грани (100) и (101).

Внешние контуры регенерационных каемок неровные, напоминающие «языки пламени» (табл. XXX, 5; XXXI, 2). Они образованы гранями аутигенного микроклина, среди которых обычно хорошо выражены (001), (100) и (101).

Некоторые зерна микроклина разбиты трещинами, а иногда раздроблены. В таких случаях новообразованный калиевый полевой шпат не только нарастает на подобные зерна наружной каймой, но и залечивает трещины и сращивает обломки воедино, сохраняя при этом одинаковую оптическую

ориентировку с наружной каймой, что однозначно указывает на его эпигенетическую природу. Иногда трещины в микроклине, залеченные аутигенным калиевым полевым шпатом, вторично приоткрывались и выполнялись агрегатом аутигенного кварца роговикового облика (табл. III, 3). В некоторых образцах улавливается прерывистый характер регенерации микроклина. Первая регенерационная кайма обрастает второй, наружной. Вторая кайма по своей оптической ориентировке несколько отличается от первой и ближе к ориентировке обломочного зерна. Изредка отмечаются признаки «зонального» строения каймы: наружные ее части оптически несколько отличаются от внутренних. Взаимоотношения новообразованного калиевого полевого шпата и аутигенного кварца дают основание предполагать, что начало и конец кристаллизации первого предшествовали соответственно началу и концу кристаллизации кварца, поскольку по отношению к нему аутигенный микроклин всегда отчетливо идиоморфен.

Аутигенный микроклин изредка встречается также в форме выделений, выполняющих поровые промежутки и цементирующих обломочные зерна. Микроклин интенсивно корродирует кварц и внедряется в последний в виде бухточек и жилок (табл. XXX, 3). По оптическим свойствам эти выделения несколько отличаются от микроклина, регенерирующего зерна. Они обладают несколько большим углом оптических осей ($2V = -68^\circ$) и по расположению индикатрисы более близки к типичному микроклину ($R_{(001)}$ с $Ng = 83^\circ$; $Nm = 18^\circ$ и $Np = 73^\circ$).

Обрастание обломочных зерен микроклина аутигенной каймой этого же минерала с малым углом оптических осей иногда сопровождается изменением соответствующих оптических свойств обломочного микроклина. По периферии обломочного контура микроклин преобразуется и по своим оптическим свойствам становится тождественным аутигенному микроклину, регенерирующему обломочное зерно. Такая «анортотклазизация» обломочного микроклина приводит к тому, что внутренняя граница между аутигенным и обломочным микроклином не совпадает с обломочным контуром, а проходит внутри обломочного зерна.

Подобное изменение оптических свойств обломочного микроклина, его «анортотклазизация», иногда наблюдается вне связи с явлениями регенерации микроклина. Обломочный микроклин, не регенерируясь с периферии, замещается каймой, которая по своим оптическим свойствам полностью идентична аутигенному микроклину, т. е. она теряет присущую обломочному зерну двойниковую структуру и приобретает характерный для анортотклаза малый угол оптических осей, отличаясь от обломочного зерна своей оптической ориентировкой (табл. XXXI, 1). Интересно отметить, что при эпигенетической «анортотклазизации» обломочного микроклина, содержащего вросстки пертита, последние исчезают. Происходит как бы «гомогенизация» состава в пределах измененной зоны. К сожалению, исключительные трудности отбора не позволили выделить и накопить заметное количество аутигенного калиевого полевого шпата, необходимое для его химического анализа. Если предположить, что новообразованный калиевый полевой шпат, исключительно близкий по своим оптическим свойствам к анортотклазу, отличается от обломочного микроклина более высоким содержанием натрия, то процесс эпигенетической «анортотклазизации» можно рассматривать как изовалентное замещение в кристаллической решетке микроклина более крупных ионов калия (ионный радиус 1,33 Å) ионами натрия (с радиусом 0,98 Å). Необходимо отметить, что установить время возникновения эпигенетической «анортотклазизации» обломочного микроклина не удалось. Она совпадает с регенерацией обломочного микроклина аутигенным или предшествует ей и, возможно, протекает не в данный, а в предыдущий этап.

Новообразования микроклина широко развиты в олчедаевских слоях. В несколько меньшем количестве они отмечены в песчаниках ломозовских

и ямпольских слоев. Изредка и спорадично аутигенный микроклин встречается в некоторых аркозовых песчаниках из ярышевских слоев. В расположенных выше частях разреза новообразования микроклина вовсе отсутствуют или констатируются в единичных случаях, как исключение. Можно считать, что приуроченность микроклина к нижним горизонтам разреза обусловлена не только глубиной залегания пород, но главным образом высоким содержанием в породах обломочных калиевых полевых шпатов.

Специфические оптические свойства аутигенных полевых шпатов (малый угол оптических осей, ориентировка индикатрисы относительно кристаллографических элементов (табл. 3 и 7), по-видимому, широко распространены. Это констатировано нами в песчаниках из данково-лебединских слоев редкинского разреза, среднедевонских песчаниках Калуги и Брянска. Ранее они были описаны Спенсером (Spencer, 1925), Фюхтбауером (Füchtbauer, 1950) и другими исследователями. Некоторые исследователи связывают специфические оптические особенности аутигенных калиевых полевых шпатов с малым содержанием в их кристаллической решетке ионов натрия, что обусловлено низкотемпературными условиями образования этого минерала (Пустовалов, 1956, б). Однако эти чисто умозрительные соображения не могут быть приняты во внимание. Многие анортитоклазы, содержащие в большом количестве натрий, по оптическим своим свойствам весьма близки к рассмотренным образованиям. Явления «анортитоклазизации» обломочного микроклина, описанные выше, проще всего объяснить, исходя из предположения частичного замещения в решетке обломочного микроклина ионов калия (1,33 Å) ионами натрия (0,98 Å), что в условиях повышенного давления, свойственного рассматриваемой стадии, энергетически выгодно.

Некоторые исследователи (например, Crowley, 1939) пытаются связывать формирование аутигенных полевых шпатов с фаціальными особенностями осадконакопления, полагая, что эти минералы свойственны лишь морским осадкам. Это представление, однако, не подтверждается нашими наблюдениями. Как было показано выше, аутигенные калиевые полевые шпаты возникают в относительно поздний глубинный этап эпигенеза в тесной связи с массовым растворением обломочных полевых шпатов. Отметим также присутствие аутигенных калиевых полевых шпатов в нижнедевонских отложениях Приднестровья (Бровков, 1952) и верхнедевонских песках на р. Ловати (Аншелес и Татарский) — образованиях, несомненно, континентальных.

Альбит

Наряду с альбитом, возникающим в предшествующий этап в результате деанортитизации плагиоклаза, в рассматриваемый этап аутигенный альбит образуется в виде регенерационных каемок за счет растворения обломочного плагиоклаза при развитии конформных структур.

Регенерационные каемки, нарастающие на обломочные зерна, обуславливают образование прекрасно ограненных таблитчатых кристаллов, обычно уплощенных по третьему пинакоиду (001), с развитым поясом граней (010).

В отличие от альбита, возникающего в предшествующий этап, рассматриваемая его генерация характеризуется четко выраженной полисинтетической двойниковой структурой, при этом полисинтетические двойники обломочного ядра продолжают в регенерационную оболочку (табл. XXX, б). Индикатрисы их не меняют своего направления в том случае, когда состав аутигенного альбита совпадает с составом обломочного зерна, и ориентированы по-иному, когда состав их различен. Судя по оптическим свойствам, состав новообразованного альбита варьирует от

№ 2 до № 5. Угол оптических осей положительный и колеблется от (+) 80° до (+) 85°.

Исключительно редко (олчедаевские слои) отмечается обрастание зерен интенсивно пертитизированного микроклина альбитовыми каемками, ориентировка которых тождественна ориентировке альбитовых вростков.

Мелкие (0,02—0,04 мм) новообразованные кристаллики альбита ромбовидного облика с четкой огранкой иногда присутствуют среди раскрытого и раскристаллизованного мелкозернистого кварцевого агрегата, цементирующего обломочные зерна в песчаниках олчедаевских слоев.

Обрастание альбитизированных и цеолитизированных зерен плагиоклаза регенерационными каемками альбита указывает на то, что процессы регенерации альбита развиваются позднее процесса деанортитизации плагиоклаза.

Отчетливый идиоморфизм альбита к кварцу свидетельствует о том, что его выделение предшествовало выделению основного количества кварца. Возрастные взаимоотношения новообразованного альбита и микроклина не устанавливаются. Следует полагать, что оба указанных минерала формируются одновременно. В целом новообразования альбита развиты ограниченно и отмечаются заметно реже, чем новообразования аутигенного микроклина. Наиболее широко развиты они в отложениях могилевской свиты, реже встречаются в нижних горизонтах ушницкой свиты и вовсе отсутствуют в каниловских слоях.

Мусковит и мусковитоподобные слюды

К преобразованиям, происходящим в рассматриваемый этап, относится возникновение мусковита и мусковитоподобных слюд преимущественно за счет изменения биотита, вермикулита, а также отчасти гидрослюд аутигенной и седиментогенной природы, реже полевых шпатов и кварца.

Мусковитизация гидробиотита и вермикулита наблюдается преимущественно в песчаниках олчедаевских и реже ямпольских слоев могилевской свиты — породах, содержащих в значительном количестве калиевые полевые шпаты. Она выражается в том, что листочки этих минералов утрачивают присущий им плеохроизм и приобретают яркую интерференционную окраску с характерными для мусковита тонами. Отметим, что эти мусковитизированные пластинки, как правило, сохраняют свойственную исходному минералу одноосность. Как указывалось, начало мусковитизации этих минералов связано с наиболее ранним этапом эпигенетической стадии, однако в рассматриваемый этап пересыщение интерстиционных растворов ионами калия и алюминия приводит, по-видимому, к «достройке» и «доформлению» диоктаэдрических решеток путем более полного замещения в них ионов магния и железа ионами алюминия, а в межслоевом промежутке воды ионами калия. Аналогично изменяются и дисперсно-чешуйчатые гидрослюды, возникающие различными путями в предшествующие этапы. Они укрупняются и преобразуются в ярко интерферирующие крупночешуйчатые серицитовые агрегаты, при этом последние иногда развиваются и замещают полевые шпаты вдоль трещин спайности.

Изредка отмечаются псевдоморфозы серицитоподобных гидрослюд по глинистым образованиям неправильной формы с признаками колломорфной структуры. Это дает основание предполагать, что преобразованию в серицит подвергались не только диоктаэдрические гидрослюды, но и монтмориллонит, возникающий, вероятно, в начальном эпигенезе при изменении биотита.

К проявлениям мусковитизации, связанным лишь непосредственно с рассматриваемым этапом, относится мусковитизация пластинок биотита, протекающая в некоторых песчаниках при явлениях конформации и стилолитизации. Листочки биотита, зажатые между частично растворившимися

зернами и не испытывавшие гидратизации и разбухания, обесцвечиваются и приобретают яркую интерференционную окраску, при этом они иногда образуют фестоны, вдающиеся в прилегающие зерна микроклина, частично замещая последние. Мусковитизация негидратизированных пластинок биотита наблюдается нередко в участках песчаников, подвергшихся окварцеванию. При кристаллизации кварца в промежутках между беспорядочно расположенными пластинками биотита и проникновении его вдоль спайности между листочками, биотит также обычно обесцвечивается и преобразуется в мусковит.

В некоторых разновидностях песчаников олчедаевских и ямпольских слоев формирование мусковитоподобных слюд тесно связано с выделениями роговикового кварца. Прожилки его, секущие обломочные зерна микроклина, иногда сопровождаются в зальбандах замещающими микроклин листочками и снопиками аутигенного мусковита с размером чешуек до 0,2 мм. Характерно нормальное расположение листочков по отношению к стенкам отмеченных прожилков. Особенно интенсивная мусковитизация биотита с образованием полных псевдоморфоз и замещение микроклина сноповидными агрегатами мусковита отмечены в ямпольских песчаниках в районе р. Дерло. Зерна глауконита спорадически замещаются тонкочешуйчатым агрегатом ярко интерферирующих серицитовидных слюд. Подобные явления развиты преимущественно в богатых полевыми шпатами аркозовых песчаниках ямпольских слоев.

Преобразование тонкообломочного биотита и седиментогенных дисперсных глинистых продуктов в светлые, либо ярко, либо низко интерферирующие мусковитоподобные гидрослюды нередко отмечается в некоторых разновидностях песчаников каниловских слоев, обычно содержащих в цементе обильное количество гидроокислов железа.

Мусковитизация биотита, развитая преимущественно в песчаниках, обогащенных полевыми шпатами и сопровождающаяся интенсивным растворением обломочных зерен под давлением, происходит, по-видимому, в результате замещения крупных ионов Fe^{2+} и Mg^{2+} (0,08 и 0,74 Å) октаэдрических слоев ионами Al^{3+} (0,57 Å). Существенную роль при этом по всей вероятности играет давление.

В целом проявления мусковитизации в рассматриваемых толщах выражены спорадично, весьма ограниченно и констатируются лишь в отдельных разновидностях пород преимущественно нижних горизонтов разреза. В синхронных же отложениях, вскрытых опорными скважинами на глубине 1400—1600 м, мусковитизация биотита, полевых шпатов и частично кварца проявляется исключительно интенсивно, и аутигенный мусковит становится одним из существенных компонентов песчаных пород.

Анатаз, брукит и лейкоксен

Эти минералы образуются не только в ранние этапы эпигенеза за счет преобразования биотита, но также и в глубинном эпигенезе в результате изменения титаномагнетита и ильменита, зерна которых присутствовали в породе вместе с другими акцессорными минералами.

Возникновение аутигенных титансодержащих минералов за счет обломочных зерен титаномагнетита и ильменита устанавливается по своеобразной приуроченности их именно к тем микропропласткам, которые наиболее обогащены «тяжелыми» минералами: цирконом, турмалином, гранатом.

Анатаз образует жёдки овальной формы, длинная ось которых обычно ориентирована в направлении слоистости. Кристаллы анатаза обычно уплощены по оси *C*. Наиболее четко выражены грани (001) и (111). Реже встречаются образования, вытянутые вдоль оси *C*, с характерными острыми бипирамидальными окончаниями. Жёдки анатаза обычно возникают

в аутигенном кварце, образуя маленькие погребки, внутренняя полость которых выполняется кальцитом, реже кварцем.

Брукит наблюдается заметно реже в форме таблитчатых кристаллов, растающих в аутигенный кварц. Изредка с анатазом и брукитом ассоциируют зерна лейкоксона.

Гранат

Из других устойчивых минералов, испытывающих изменение, необходимо упомянуть гранат, зерна которого иногда теряют естественную для переотложенного минерала гладкую поверхность и приобретают «черепитчатость», обусловленную появлением огранки. В единичных случаях на поверхности зерен отмечаются микроскопически заметные выросты, аутигенная природа которых не вызывает сомнения. Явления внутрислойного растворения граната в осадочных породах констатированы давно. Вопрос о причине развития «черепитчатости» на поверхности граната обсуждался в литературе. Одни исследователи связывают его с явлениями регенерации, другие — исключительно с растворением. Нам представляется, что растворение граната в одних участках зерна сопровождается переотложением вещества в рядом лежащие участки. При этом возникает огранка, соответствующая энергетически наиболее выгодной форме поверхности граната. Изредка отмечается замещение зерен граната бледно-зеленым аномально интерферирующим пеннином, который развивается с периферии зерен в виде каемок, причудливо разъедающих гранат. Иногда последний сохраняется в хлорите лишь в виде мельчайших неправильных разрозненных реликтов.

Флюорит и сульфиды тяжелых металлов

Флюорит и некоторые сульфиды составляют своеобразную парагенетическую ассоциацию. Сульфиды присутствуют в песчаниках ряда горизонтов разреза в форме редкой спорадической вкрапленности, нитевидных прожилков, а также выполняют полости фосфоритовых конкреций в аргиллитах калюсских слоев. Судя по взаимоотношениям с другими аутигенными минералами, эта ассоциация флюорита и сульфидов по времени выделения занимает промежуточное положение между данным этапом и следующим за ним, каолинит-диккитовым. Поскольку, однако, более отчетливо и тесно указанные минералы связаны с преобразованиями, происходящими в этот этап, мы будем рассматривать их с некоторой условностью как проявления конечных фаз минералообразования данного этапа.

Флюорит отмечается в песчаниках олчедаевских слоев, в которых наряду с гидрослюдистым цементом разложения и роговиковым кварцевым цементом в значительном количестве содержится биотит, подвергшийся интенсивной мусковитизации. Флюорит образует кристаллы размером 0,1—0,4 мм с прекрасной огранкой по (100) и (111), выполняющие замкнутые интерстиции между обломочными зернами. Местами отдельные кристаллы группируются в прожилковидные выделения, вытягивающиеся вдоль поверхностей соприкосновения зерен. Взаимоотношения флюорита с аутигенным кварцем, регенерирующим обломочные зерна, и с шестоватым кварцем, образующим роговиковый цемент, отчетливо указывают на его более позднее выделение.

Флюорит нередко ассоциирует с галенитом. Подобная ассоциация констатирована в песчаниках олчедаевского горизонта, содержащих рассеянную вкрапленность галенита. Присутствие флюорита в прожилках галенита в районе р. Дерло отмечает М. М. Ивантишин (1947). Сочетание флюорита с галенитом наблюдается в песчаниках ямпольских слоев в районе р. Руссавы севернее Ямполья (Восанчук, 1956). Там, где подобная

ассоциация наблюдается, выделения флюорита обычно предшествуют галениту.

Флюорит в осадочных породах известен давно. Большинство известных флюоритовых проявлений приурочено к доломитам (Пустовалов, 1937; Бушинский, 1936; Хворова, 1956) и доломитово-сульфатным породам (Флоренский, 1941; Миропольский, 1939). Флюорит встречается также в известняках, выполняя в них трещинки, каверны, метасоматически замещает кальцит основной массы или стенок раковин. Новообразования флюорита сопровождаются иногда аутигенным кварцем, халцедоном, баритом и целестином (Бушинский, 1936). Флюорит известен также в глинистых породах (ратовкит) и в песчаниках.

Вопрос о происхождении флюорита в осадочных породах неоднократно обсуждался в литературе. Связь флюорита с галогенными фациями или фациями осолоненных водоемов побуждает многих исследователей (Кротов, 1928; Батурин, 1938; Пустовалов, 1937; Миропольский, 1939 и др.) рассматривать флюорит как хемогенный минерал, высаживающийся в условиях повышенной концентрации солей в морских водах.

А. В. Казаков и Е. И. Соколова (1950), основываясь как на геологических предпосылках, так и на геохимическом анализе поведения фтора, приходят к выводу о наличии двух этапов садки флюорита: 1) после трехкратной концентрации морской воды до начала садки гипса, 2) из эвтонической рапы в области садки калийных солей и боратов.

Согласно исследованиям И. В. Хворовой (1958), флюорит (ратовкит) возник в каширских слоях не при седиментогенезе, а в одну из более поздних стадий формирования породы в результате энергичного перемещения фтористых солей. Поздним эпигенетическим образованием, по ее мнению, является флюорит в среднекаменноугольных доломитизированных известняках Башкирии. Его выделение следует за доломитизацией, но предшествует окремнению.

Некоторые исследователи связывают возникновение флюорита и галенита в рассматриваемых породах с магматогенными гидротермальными растворами, поступавшими в породы по трещинам (Ивантишин, 1947) или изливавшимся в бассейн, в котором происходила седиментация (Крашенинникова, 1956).

Несомненная связь флюорита с эпигенетическими процессами преобразования пород, установленная в результате изучения взаимоотношений минералов в породах, побуждает искать иные источники фтора для формирования флюорита.

Как известно, фтор обычно является составной частью слюд и, в частности, биотита. Его содержание в биотите иногда достигает 4,23% (Бетехтин, 1950). Преобразование слюд в гидрослюды и хлорит неизменно сопровождается переходом в раствор ионов фтора и в определенных благоприятных условиях возможна, по-видимому, его фиксация в виде нерастворимого флюорита.

Пирит встречается в нескольких генерациях. Наиболее ранний пирит представлен тонкозернистой вкрапленностью с серебристым оттенком, приуроченной к роговиковому кварцу. Выделения пирита этой генерации, иногда обильные, попадают спорадически в некоторых разновидностях песчаников с роговиковым кварцевым цементом из олчедаевских слоев.

Выделения более позднего пирита с бронзовым оттенком, как правило, спорадичны, редки и в породах рассеяны неравномерно. Иногда они образуют хорошо ограниченные изометричные кристаллики размером до нескольких миллиметров в поперечнике, пентагонально-дodeкаэдрического облика. Реже кристаллики пирита группируются, образуя желваки и уплощенные в направлении слоистости караваяеобразные линзочки размером до 2 см в поперечнике. Выделения пирита этой генерации выполняют интерстиции между регенерационными кварцевыми каемками и корродируют послед-

ние. Корродируется пиритом также аутигенный микроклин, образующий регенерационные каемки, при этом пирит нередко глубоко вдается в обломочные зерна. Пирит этой генерации интенсивно корродирует и замещает роговиковый и шестоватый кварц, образующий цемент песчаников. Констатируются выделения пирита, цементирующие раздробленные регенерированные кварцевые зерна. Изредка пирит, выделяющийся в интерстициях и разрезающий аутигенный кварц, формирует в песчаниках своеобразный пиритовый цемент.

К этой же генерации, по всем данным, относится пирит, изредка устанавливаемый в полостях фосфоритовых конкреций совместно с галенитом и сфалеритом. Характерно, однако, что его выделения здесь предшествуют образованию кварца и халцедона, по отношению к которым пирит отчетливо идиоморфен, в то время как остальные сульфиды выделяются позднее кварца.

Выделения пирита, связанные со сравнительно поздним этапом эпигенетической стадии, отнюдь не представляют исключительного явления, присущего лишь песчаникам Приднестровья, а широко распространены в природе. Поздний пирит, выполняющий поровые промежутки и корродирующий регенерационные кварцевые каемки, отмечен в песчаниках ордовика (?) редкинского разреза (Копелиович, 1951). В продуктивных пластах кварцевых песчаников папийской свиты Ромашкина, Туймазов, Бавлов и ряда других месторождений Второго Баку часто встречается эпигенетический пирит, образующий отдельные кристаллы различной величины или агрегаты кристаллов. Как отмечает К. Р. Чепиков, этот пирит корродирует как регенерационные оболочки, так и обломочные зерна кварца. Содержание его иногда достигает 5%. Пирит всегда развивается позднее аутигенного кварца и предшествует выделению карбонатов (кальцита и доломита), вслед за которыми следует ангидрит (Чепиков, Ермолова, Орлова, 1959). Напомним, кстати, что и в породах Приднестровья выделение сульфидов предшествует отложению карбонатов. Коррозия регенерационного кварца пиритом отмечается также в каменноборских песчаниках ютия Припонежья.

Сфалерит изредка и в небольшом количестве присутствует в фосфоритовых конкрециях в тесной ассоциации с галенитом. Он образует хорошо ограниченные кристаллики, но чаще дает неправильной формы выделения, выстилающие стенки продольных полостей, и проникает в мелкие, отходящие от них каналы. В ряде случаев при этом сфалерит замещает фосфатное вещество конкреций. Сфалерит наблюдается также в виде кристаллов со скелетной формой. Он представлен как светлыми маложелезистыми клейофанами, так и богатыми железом густо-коричневыми разновидностями. Как показали химические анализы (Константинов, 1954; Крашенинникова, 1956), содержание кадмия в сфалерите из фосфоритовых конкреций повышенное и колеблется от 0,35 до 0,59%.

По данным Е. П. Фурман (1953, 1954), сфалерит выделяется одновременно с галенитом. Наши наблюдения над взаимоотношениями галенита со сфалеритом указывают, что выделение сфалерита предшествовало галениту. Отчетливый идиоморфизм кварца по отношению к сфалериту свидетельствует о более раннем выделении кварца.

Сфалерит известен и вне фосфоритовых конкреций. Согласно данным М. Ф. Стащука (1958), в районе с. Липчаны в песчаниках джуржевского горизонта, близ контакта их с налегающими аргиллитами калюсских слоев, сфалерит присутствует в заметном количестве. Содержание его в тяжелой фракции достигает 20%. Значительное количество сфалерита констатировано этим исследователем в джуржевских песчаниках и в районе с. Миньковцы. У села Лядавы среди минералов тяжелой фракции, выделенной из песчаников различных частей джуржевского горизонта, всегда попадает сфалерит.

М. Ф. Сташук (1958) указывает на присутствие сфалерита в песчаных бернашевского горизонта (ярышевские слои) в разрезе оврага Борщов-Яр около Могилев-Подольского. Здесь в прослое песчаников, залегающем среди аргиллитов, содержащих обильное количество органического вещества и окрашенных в серовато-черный цвет, сфалерит «образует цемент выполнения пор». Тяжелая фракция, выделенная из образца указанного песчаника, состояла преимущественно (90%) из сфалерита. Небезынтересно отметить, что в указанных пунктах сфалерит не сопровождается галенитом.

В последнее время сульфидные проявления были обнаружены в ямпольских песчаниках на правом берегу Днестра между селами Косоуцы и Каменкой. Судя по керну из скважин, оруденение представлено здесь серией тонких (менее 1 см) крутопадающих прожилков галенита. Микроскопическое изучение песчаников показало присутствие в них обильных выделений сфалерита, которые выполняют поровые промежутки или развиваются по контакту зерен, интенсивно корродируя регенерационные каемки кварца, микроклина и альбита (табл. XXXI, 3, 4). Таким образом, и здесь сульфидная минерализация возникает несомненно позднее развития процессов регенерации основных порообразующих компонентов породы: кварца, микроклина и альбита.

Халькопирит констатирован лишь среди фосфоритовых конкреций калюсского горизонта. Выделения его чрезвычайно редки и тесно ассоциируют с галенитом, образуя в нем неправильные включения небольших размеров.

Проявления галенита констатированы в виде, во-первых, вкрапленности, спорадически присутствующей в некоторых песчаниках олчедаевских, ямпольских и джуржевских слоев в ограниченном числе пунктов; во-вторых, тонких прожилков и примазок в трещинах отдельности, секущих песчаники ямпольских слоев; в-третьих, выполнений внутренних полостей в шаровых фосфоритовых конкрециях, приуроченных к аргиллитам калюсского горизонта. Единичные находки галенита вместе со сфалеритом известны, по литературным данным (Фурман, 1954), также в известняках силура. Однако эти проявления нами не рассматриваются.

Галенит в форме редкой спорадической вкрапленности отмечен нами в одном образце песчаника из карьера, расположенного на правом берегу р. Лядавы у южной окраины с. Высший Олчедаев. Песчаники со свинцовыми проявлениями характеризуются обычным для олчедаевских слоев составом и типом вторичных изменений: широким развитием регенерационного и роговикового кварца, присутствием аутигенного микроклина и интенсивным преобразованием биотита в мусковит и гидромусковит. Галенит образует то мелкие, то крупные кристаллики и ксеноморфные выделения размером от 0,01 до 0,5, изредка до 2 мм в поперечнике. Выделения галенита выполняют интерстиции между регенерированными зернами и интенсивно корродируют аутигенные каемки кварца и микроклина. В некоторых поровых промежутках галенит ассоциирует с микрозернистым кварцем роговикового облика, причем галенит выделяется позднее. В песчаниках, содержащих вкрапленность галенита, присутствует флюорит, выделения которого ему предшествуют.

Вкрапленность галенита наблюдал В. П. Курочка в песчаниках джуржевских слоев в районе с. Мерешевки. По устному сообщению упомянутого исследователя в цементе песчаников присутствует каолинит. Вкрапленность галенита обильная. Размер кристалликов менее 1 мм. К сожалению, эти рудопоявления не исследовались и более детальных данных о них нет. О присутствии галенита в форме вкрапленности в песчаниках ямпольских слоев в районе с. Руссавы, к северу от Ямполья, упоминает С. С. Восанчук (1956). Галенит совместно с флюоритом выполняет здесь интерстиции между зернами кварца.

Проявления свинцовой минерализации в форме прожилков, секущих песчаники, и примазок по трещинам отдельности издавна известны в районе Могилев-Подольского по р. Дерло. Здесь песчаники ямпольского горизонта могилевской свиты лежат на размытой поверхности гранитов. В основании осадочной толщи залегают то разнозернистые, часто слюдистые, то тонкоплитчатые сланцеватые песчаники, вверх по разрезу переходящие в плотные светло-серые кварцитовидные полевошпатово-кварцевые песчаники.

В песчаниках имеются крупные вертикальные трещины сколового типа, простирающиеся под азимутом $50-60$ и 320° и прослеживающиеся на протяжении многих десятков метров. По этим трещинам констатированы выделения галенита, иногда ассоциирующие с марганецсодержащим кальцитом и серым кварцем. Галенит присутствует в форме мелких и крупных сильно уплощенных кристаллов кубического облика. Размер их в плоскости трещин нередко достигает 2 см при толщине около $1-2\text{ мм}$. Уплощенные гексаэдры нередко сливаются в сплошные агрегаты и образуют нитевидные прожилки. Помимо выделений по вертикальным трещинам отдельности, галенит такого же облика, обычно окисленный и замещенный ярко-желтыми свинцовыми охрами, отмечен и вдоль некоторых поверхностей слоистости песчаников. М. М. Ивантишин (1947), изучавший описываемые рудопроявления, отмечает здесь также присутствие марказита, сфалерита и флюорита. Нами, однако, эти минералы не обнаружены.

В песчаниках, вмещающих галениновые прожилки, широко развиты явления регенерации кварца и микроклина, а поровые промежутки выполнены криптокристаллическим кварцем, корродирующим регенерационные кварцевые каемки. С этим кварцем ассоциируют выделения пирита, образующие либо редкую, либо густую вкрапленность.

Более поздним образованием являются тончайшие трещины, кулисообразно секущие породы и простирающиеся параллельно галениновым прожилкам. Толщина их обычно не превышает $0,02-0,03\text{ мм}$. Они рассекают обломочные зерна, регенерационные каемки и цементирующий кремнистый кварц. Указанные трещины залечены кварцем, насыщенным мельчайшими включениями жидкости. Кварц нередко приобретает ориентировку вмещающих его зерен, но иногда представлен агрегатом мельчайших кристалликов. Состав прожилков изменчив. При пересечении зерен микроклина кварц обычно сменяется аутигенным микроклином, а при пересечении плагиоклаза состав прожилка нередко сменяется высокопреломляющим, содержащим свинец карбонатом (табл. XXXII, 2). Последний, помимо прожилков, образует также выделения с четкой остроромбовидной огранкой, замещающие обычно полевые шпаты, в том числе микроклин, и реже кварц. В небольшом количестве присутствует диакит, замещающий отдельные зерна плагиоклаза, листочки биотита и редкие скопления глинистого вещества гидрослюдистого типа.

С. С. Восанчук (1956) указывает на прожилки галенита, секущие ямпольские песчаники, в районе с. Руссавы, к северу от Ямполья.

По данным А. Я. Эдельштейна, многочисленные тонкие (от долей миллиметра до 1 см) крутопадающие (80°) прожилки галенита были вскрыты в ямпольских песчаниках буровой скважиной на правом берегу Днестра между селами Косоуцы и Каменкой. С галенитом тесно ассоциирует сфалерит, который выполняет трещины и образует вкрапленность во вмещающих песчаниках.

Наиболее широко распространен галенит в форме выполнений продольных и центральных полостей фосфоритовых конкреций. Он образует компактные агрегаты, заполняющие продольные полости между радиально расходящимися лучами фосфорита, слагающего конкреции, а также прекрасно ограненные кристаллы в форме кубов, иногда усеченные гранями

октаэдра. Эти кристаллы обычно находятся в центральных звездчатых пустотках фосфоритовых шаров.

Галенит из подольских фосфоритов неоднократно изучали многочисленные исследователи: Е. М. Лазаренко (1947), М. М. Константинов (1954), Ф. М. Малиновский (1955), С. С. Восанчук (1956), Е. П. Фурман (1953, 1954) и др. Не останавливаясь на подробном описании этого минерала, приведенного в указанных работах, отметим следующие его особенности. Галенит тесно ассоциирует с другими сульфидами: пиритом, халькопиритом и сфалеритом, но встречается значительно чаще последних и присутствует в неизмеримо большем количестве. С галенитом ассоциируют также кварц и халцедон, выделения которых ему предшествуют, и диксит, кристаллизующийся вслед за сульфидами. Наиболее поздним минералом является марганецсодержащий кальцит, с образованием которого Е. П. Фурман связывает возникновение перуссита, смитсонита, малахита и других вторичных минералов, частично замещающих указанные сульфиды.

О происхождении сульфидного оруденения

М. М. Константинов (1954) и Ф. М. Малиновский (1955) считают, что сульфиды, приуроченные к фосфоритовым конкрециям, генетически тесно связаны с фосфатным веществом и возникли в стадии диагенеза. Согласно представлениям указанных авторов, исходные глинистые осадки, давшие начало формированию толщи продуктивных аргиллитов, были изначально обогащены фосфатом и тяжелыми металлами. В раннедиагенетическую стадию в сильно обводненном и пластическом осадке фосфатное вещество концентрировалось и образовывало шарообразные стяжения, которые в процессе роста раздвигали вмещающую их глину. Гелеобразный фосфат сорбировал различные металлы, которыми был обогащен осадок, вследствие чего содержание их в конкрециях оказалось повышенным. Позднее, при дегидратации и уплотнении вещества осадка, началась раскристаллизация шарообразных фосфатных сгустков в направлении с периферии к центру, при этом остаточный гель все более и более обогащался веществами, выполняющими внутренние полости конкреций. Процесс перекристаллизации гелевых сгустков и рост минеральных новообразований сопровождался притоком различных соединений из вмещающих пород за счет растворения мелких и мельчайших зерен минералов, оставшихся в глине. Таким путем, по мнению М. М. Константинова, достигалось почти полное очищение вмещающих фосфориты пород от тяжелых металлов.

Представления о сингенетичности фосфоритовых конкреций и приуроченных к ним галенита и сфалерита вызывают ряд возражений. Остается неясным источник обогащения глинистых осадков калюсского горизонта свинцом и цинком. Предположение о специфической способности фосфатного геля адсорбировать тяжелые металлы в существенном количестве не доказано. Изучение многочисленных фосфоритовых месторождений, формировавшихся в сходных условиях, не обнаруживает сколько-нибудь значительной концентрации свинца, цинка и меди против кларковых содержаний. Неясно, каким путем достигается почти полная очистка вмещающих глинистых пород от содержащихся в них свинца и цинка.

Отсутствие какой-либо зависимости между размерами фосфатных конкреций и количеством заключенных в них сульфидов позволяет считать неосостоятельным предположение о сорбции тяжелых металлов фосфатным гелем. Как отмечалось выше, сульфиды чаще всего концентрируются в конкрециях небольших размеров; при этом содержание свинца в них нередко достигает 5% и более, крупные же конкреции либо вовсе лишены свинца, либо содержат незначительное его количество.

Как показало изучение последовательности выделения минералов (Е. П. Фурман), те из них, которые выполняют полости в конкрециях, явно

более поздние. Об этом же свидетельствуют выделения галенита на внешней поверхности конкреций.

Е. К. Лазаренко (1947) и Е. П. Фурман (1954), детально изучавшие соотношения и последовательность образования минералов конкреций, считают, что фосфоритообразование и сульфидизация генетически между собой не связаны, а протекали одновременно. По их представлениям, выполнение внутренних полостей конкреций различными минералами, в том числе сульфидами, происходило в полностью консолидированных породах и сформировавшихся конкрециях. На это указывает отложение сульфидов и других минералов на сферолитовых образованиях и почковидных корочках гидроксилapatита с признаками колломорфной структуры. Гидроксилapatитовые корочки выстилают полости в конкрециях и возникают после раскристаллизации фосфатного вещества, в завершающую стадию диагенеза. Заполнение продольных пустоток канальцев между фосфоритовыми лучами такими же минеральными новообразованиями, как и во внутренних пустотах, подтверждает, что эти канальцы были путями, по которым растворы проникали во внутренние полости. Таким образом, исследователи приходят к выводу об эпигенетической природе сульфидов и ассоциирующих с ними минералов. Отложение их, по мнению Е. П. Фурман (1954), происходило из низкотемпературных растворов ($50-60^{\circ}$, по данным термозвукового анализа галенита и сфалерита), формировавшихся в зоне гипергенеза. Источником свинца, меди и других элементов являлся Украинский кристаллический массив; растворы просачивались сквозь толщи пород, перекрывающих фосфоритонесный горизонт, и отлагали растворенное в них вещество во внутренних полостях фосфоритовых конкреций.

Исследования упомянутого выше автора убедительно доказывают позднюю эпигенетическую природу минеральных ассоциаций, концентрировавшихся в фосфоритовых конкрециях. Представления же о формировании рудоносных растворов в зоне гипергенеза кристаллических пород, об их перемещении на огромные расстояния, проникновении сквозь мощные толщи палеозойских пород на большую глубину и о минерализации лишь фосфоритовых конкреций на обширнейших площадях — гипотетичны и мало вероятны.

О происхождении прожилков галенита в песчаниках могилевской свиты в бассейне р. Дерло были высказаны две точки зрения. О. К. Каптаренко (1927), отмечая явления «вдавленности» кристаллов галенита в твердый песчаник с образованием в нем небольших соответствующей формы ямок, приходит к выводу, что выделение галенита происходило одновременно с литификацией и цементацией вмещающей породы. М. М. Ивантишин (1947), подчеркивая наличие в галените включений жидкости, содержащей хлористый натрий (NaCl), рассматривает эти рудопроявления как гидротермальные образования магматогенной природы. Точку зрения М. М. Ивантишина, по-видимому, разделяет и Е. П. Фурман (1954).

Однако недостатком этих точек зрения является изолированное рассмотрение генезиса отдельных форм рудопроявлений без учета литологических особенностей вмещающих пород, тогда как все проявления свинцово-цинковой минерализации региона обладают значительным сходством парагенетических ассоциаций рудных и нерудных минералов. Такое постоянство парагенезисов, несмотря на рассредоточенность минерализации по разрезу и площади, указывает на общность их происхождения.

Мы считаем возможным связывать упомянутые проявления свинцово-цинковой минерализации непосредственно с процессами эпигенетического преобразования терригенных пород, слагающих древние свиты Приднестровья (Жопелиович, 1960а, б).

Как известно, свинец, цинк, медь — это элементы, постоянно присутствующие в горных породах. Средний весовой кларк свинца составляет 0,0016, меди 0,01%. Весовой кларк цинка различные ученые определяют

(в %) по-разному: Кларк и Вашингтон — 0,004, В. И. Вернадский — 0,04, В. и И. Ноддаки — 0,02, А. П. Виноградов (1956) — 0,005.

В кислых изверженных горных породах содержание свинца возрастает, а цинка уменьшается. По данным Гевеши, среднее содержание свинца в гранитоидах составляет около $3 \cdot 10^{-3}\%$. Л. В. Таусон и З. В. Студеникова (1959) на основе обобщения большого числа анализов гранитов и гранодиоритов из разных районов приводят для этих пород следующие цифры (в %): содержание свинца — $2,2 \cdot 10^{-3}$ (по 430 анализам), цинка — $4,5 \cdot 10^{-3}$ (по 215 анализам). В некоторых гранитоидах содержание этих элементов еще выше. Так, в каледонских гранитоидах центрального Тянь-Шаня, по данным Л. В. Таусона и Л. А. Певцовой (1955), содержание свинца колеблется от $1,9 \cdot 10^{-3}$ до $3,4 \cdot 10^{-3}$, а цинка от $1,2 \cdot 10^{-3}$ до $6,1 \cdot 10^{-3}\%$.

Геохимические исследования выявили наличие закономерной связи этих элементов с породообразующими минералами. На связь свинца с калиевыми полевыми шпатами указывал еще В. М. Гольдшмидт. Л. В. Таусон и З. В. Студеникова (1959), на основании прецизионных анализов породообразующих минералов, установили, что главная масса свинца, содержащегося в гранитоидных породах, заключена в полевых шпатах (свыше 92%), а цинка — в биотите и роговых обманках (70—87%); при этом в биотите содержание свинца повышенное (до 20 г/т). Из этих закономерностей вытекает, что обломочные породы, образовавшиеся в результате дезинтеграции гранитоидов, и, в частности аркозовые песчаники, должны содержать свинец и цинк в заметных количествах. Свинец концентрируется в полевых шпатах и биотите, а цинк — в биотите и роговых обманках. Помимо того, свинец в рассеянной форме содержится в некоторых акцессорных минералах — цирконе и монаците.

Как показали полуколичественные спектральные анализы (Н. В. Лизунов) обломочных зерен калиевых полевых шпатов, отобранных из различных горизонтов песчаников и гравелитов могилевской свиты, в них постоянно присутствует свинец в количестве, измеряемом тысячными долями процента.

Эпигенетические процессы растворения минералов, протекающие при развитии конформных, инкорпорационных и микростигмолитовых структур, преобразование биотита в разнообразные гидрослюды, мусковит и хлорит неизбежно переводят в раствор, наряду с главными элементами, составляющими эти минералы, все присутствующие в них рассеянные элементы, в том числе свинец, цинк и медь.

Поскольку эти процессы протекают в водной среде, содержащей бикарбонаты, хлориды щелочей и щелочных земель, можно полагать, что ионы тяжелых металлов, переходящие в раствор, удерживаются в форме хлоридов или бикарбонатов, приобретая способность мигрировать на заметные расстояния. Дальнейшая судьба этих элементов определяется физико-химическими условиями среды миграции. Свинец, цинк и медь выделяются в виде сульфидов в тех участках, в которых возникают по тем или иным причинам, не всегда достаточно ясным, повышенные концентрации сероводорода.

По-видимому, именно такими участками в толще аргиллитов, обогащенными органическим веществом, являются внутренние полости фосфоритовых конкреций, где возникают повышенные концентрации сероводорода, способные перевести тяжелые металлы из подвижных их форм в сульфиды. В районе р. Дерло трещины скола в песчаниках, по-видимому, служат теми путями, по которым проникают сероводородсодержащие воды, высаживающие сульфиды свинца из латерально проникающих интерстиционных растворов.

Связь рудной минерализации с процессами эпигенеза подтверждается также тем, что с сульфидами свинца и цинка неизменно ассоциируют все

те же минералы, которые возникают в процессе эпигенеза песчаников и присутствуют в них в существенном количестве, как породообразующие компоненты (кварц, дикий, марганецсодержащий кальцит). Эти представления косвенно подтверждаются пестрым изотопным составом свинца из различных рудопроявлений, что указывает на разные его источники. Причину такой пестроты трудно объяснить, если исходить из представлений об осадочной или гидротермальной природе рудопроявлений. Однако она становится понятной, если учесть, что поставщиком свинца были полевые шпаты, биотит, циркон, а возможно, и другие минералы, в которых соотношения радиогенных свинцов уранового и ториевого ряда и обыкновенного свинца резко различны. Эти вопросы будут затронуты ниже.

* * *

Эпигенетические изменения песчаных пород в рассматриваемый этап указывают на то, что условия, в которых они протекали, видоизменялись во времени, а также в зависимости от исходного состава пород. Определенная последовательность выделения аутигенных минералов свидетельствует об изменении состава интерстиционных растворов. Сперва кристаллизуются щелочные полевые шпаты (микроклин и альбит), затем выделяется кварц. Преобразование биотита в мусковит развивается, вероятно, на протяжении всего этапа, но усиливается к его концу. По мере выделения полевых шпатов состав растворов становился все менее щелочным. Возможно, что именно этим обстоятельством обусловлен агрессивный характер, который приобретают интерстиционные растворы по отношению к полевым шпатам на последних стадиях кристаллизации регенерационного кварца, когда он начинает интенсивно корродировать и замещать полевые шпаты, в то время как в начале этапа микроклин обнаруживает значительную устойчивость, иногда даже большую, чем кварц. Этим же обстоятельством объясняется, возможно, и тот факт, что замещение полевых шпатов кварцем наблюдается преимущественно в тех породах, в которых аутигенный калиевый полевой шпат отсутствует.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Рассмотрев детально особенности изменения песчаных пород в этапы глубинного эпигенеза, коснемся в общих чертах характера преобразования глинистых пород в эту же стадию.

В то время, как в песчаниках и алевролитах отчетливо различаются отдельные этапы преобразования, уловить соответствующие им изменения в глинистых породах не представляется возможным. По-видимому, в них продолжают некоторые изменения, начавшиеся еще ранее, в начальный этап эпигенеза, но протекающие более интенсивно: развивается растворение обломочных зерен кварца и полевых шпатов, их коррозия и замещение глинистыми продуктами гидрослюдистого типа. При этом осуществляется вынос в переслаивающиеся с глинистыми породами песчаные и алевроитовые пласты кремнезема, который, пополняя интерстиционные растворы, кристаллизуется в песчаниках и алевролитах в виде регенерационных каемок.

Вторым важным процессом, протекающим в глинистых породах, является их уплотнение и аргиллитизация. Сущность этого процесса, приводящего к потере глинами способности к разбуханию, пока известна лишь в самых общих чертах. Н. Я. Денисов и П. А. Ребиндер полагают, что пластичность глин обусловлена наличием на поверхности их частиц тончайших коллоидных пленок кремнезема. Дегидратация пленок, происходящая при литогенезе и эпигенезе, делает глины менее пластичными. Помимо того, по мнению тех же авторов, на глинистых частицах при взаимодействии их с водой в результате пептизации глинистого коллоида образуется

золь, который может перейти в гель. Гелеобразные коллоидные пленки, покрывающие глинистые частицы, связывают их в одно целое. Если подобные коллоидные растворы стабилизируются, то обволакивающие их пленки приобретают значение смазки. Потерю пластичности и отвердевание глинистых пород Н. Я. Денисов и П. А. Ребиндер связывают с дегидратацией коллоидных пленок (Теодорович, 1958).

Большинство исследователей связывает пластичность глин с наличием вокруг частиц их слагающих гидратно-ионных оболочек. Пластичность их тем выше, чем толще эти пленки и чем больше удельная поверхность породы, т. е. чем меньше размер слагающих ее частиц.

Нам представляется, что под влиянием значительно и длительно действующего давления толщина гидратных пленок уменьшается, происходит своеобразная агрегация отдельных глинистых частиц и возникают сложно разориентированные псевдокристаллы, переходящие в дальнейшем в структурно-дефектные кристаллические решетки относительно крупных размеров.

Выяснение вопросов, связанных с аргиллитизацией, представляет собой самостоятельную задачу, и ее решение требует постановки специальных и сложных, в основном рентгеноструктурных, исследований.

VII. РЕГРЕССИВНЫЙ ЭПИГЕНЕЗ

Представление о регрессивном эпигенезе было введено в литературу Л. Б. Рухиным (1953), который исходил, по-видимому, из аналогии с учением о метаморфизме, в котором уже давно выделяется регрессивный метаморфизм. Регрессивный эпигенез противопоставляется прогрессивному. Он возникает «при приближении породы к земной поверхности при понижающихся давлении и температуре. В зоне окисления и резкого уменьшения давления регрессивный эпигенез непосредственно переходит в выветривание, и граница между ними не всегда может быть четко проведена» (Рухин, 1953, стр. 204).

Рассматривая ход минералообразования и структурных изменений в породах древних свит Подолии в эпигенетическую стадию, можно заметить, что последние ее этапы резко отличаются от предшествовавших. Суть этих отличий заключается в следующем: этапы начального и глубокого эпигенеза характеризуются такими изменениями, при которых минеральные преобразования не сопровождаются существенным изменением вещественного (химического) состава пород. Вещество испытывает лишь ограниченную миграцию, перемещаясь или в пределах одного пласта, или из одного пласта в соседние. Преобразования происходят в основном за счет вещества пород без признаков существенного привноса или выноса его за пределы толщи. Таким образом, на этих этапах преобразуемые породы по характеру протекающих в них процессов приближаются к замкнутой системе, в которой течение процессов идет в сторону возникновения равновесных минеральных парагенетических ассоциаций в соответствии с температурой и давлением.

Поздние эпигенетические этапы характеризуются интенсивным замещением как основных обломочных компонентов пород (полевые шпаты, кварц, биотит), так и цементирующего вещества (хлорит) каолиновыми минералами и карбонатами, причем этот процесс сопровождается привносом (CO_2 , Ca) и выносом (Na, K, Al, Si) вещества в значительных масштабах.

Изменение хода преобразования пород указывает на появление в поздние эпигенетические этапы активной циркуляции подземных вод, которая могла возникнуть в результате формирования областей питания и разгрузки. Существенное изменение гидрогеологического режима обусловлено, очевидно, структурно-тектонической перестройкой территории с выходом одних ее участков на дневную поверхность и относительным погружением других.

Второе существенное отличие поздних этапов эпигенеза от ранних заключается в образовании в результате замещения ряда минералов каолинитом и диаллитом вторичной пористости, которая хотя частично и уменьшается в связи с последующей цементацией кальцитом, но все же остается достаточно значительной, достигая иногда 15—20%. Таким обра-

зом, прогрессивное уплотнение пород и уменьшение пористости, происходящие на протяжении этапов начального и глубинного эпигенеза, в поздние этапы прекращаются, и начинает развиваться противоположно направленный процесс, ведущий к уменьшению уплотненности пород и увеличению их пористости. Вынос вещества и увеличение пористости пород имеют огромное практическое значение, так как ведут к восстановлению коллекторских свойств песчаных толщ, что может сказаться на перераспределении присутствующих в осадочных толщах нефти и газа и формировании залежей этих полезных ископаемых.

Минеральные новообразования, возникающие в эти этапы, по химизму ближе напоминают парагенетические ассоциации, образующиеся в корах выветривания, нежели ассоциации, свойственные зонам метабазиса и метаморфизма. Вместе с тем они весьма необычны (каолинит-диккит, марганецсодержащий кальцит) и не могут рассматриваться как образования, связанные с процессами выветривания. Укажем, кстати, что эти ассоциации возникают и на большой глубине, более 1,5 км (скважины Мирное и Каушаны). Своеобразный характер минеральных парагенезов, свойственных последним этапам эпигенетической стадии, позволяет рассматривать эти этапы как стадию или подстадию, которая прерывает однонаправленный процесс преобразования осадочных пород в метаморфические. С этой точки зрения такие этапы могут быть приняты за этапы регрессивные. Предполагается, однако, что изменения, протекающие в рассматриваемую стадию, обусловлены не столько уменьшением глубины залегания пород, т. е. их перемещением в зоны пониженного давления или температуры, сколько в основном изменением гидрогеологического режима и активной циркуляцией сквозь толщу пород минерализованных подземных вод кислого состава.

Таким образом, сущность регрессивных этапов эпигенеза заключается не в физико-химическом приспособлении пород к более низким давлениям и температуре, как полагал Л. Б. Рухин, а в резком изменении состава насыщающих их вод при относительно высоком давлении и несколько повышенной температуре, т. е. в специфическом глубоком подземном «выветривании» и цементации.

Необходимо отметить, что эти поздние регрессивные изменения нельзя рассматривать как явления исключительные, проявляющиеся лишь в определенных районах. Для любой территории, расположенной в пределах континента и в прошлом представлявшей область морского осадконакопления, в геологической истории почти неизбежен этап ее относительного подъема, с которым причинно должны быть связаны как коренная перестройка гидрогеологического режима, так и возникновение активной циркуляции подземных вод. Таким образом, проявления регрессивного эпигенеза, выраженные то более, то менее интенсивно, должны наблюдаться везде или почти везде.

Связь регрессивных этапов эпигенеза с эпохами значительных тектонических движений дает возможность геологически датировать эти этапы с определенной степенью достоверности. В частности, можно полагать, что для Приднестровья существенная тектоническая перестройка произошла в конце герцинского этапа.

К регрессивному эпигенезу относятся два этапа: этап развития минералов каолининовой группы и этап карбонатизации.

ЭТАП РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОВ КАОЛИНИНОВОЙ ГРУППЫ

Как видно из приведенного описания пород, слагающих разрезы доордовикских толщ Приднестровья, в них широко распространены минералы каолининовой группы — в небольшом количестве собственно каолинит и главным образом диккит. Каолинит в песчаниках ямпольского и джуржев-

ского горизонтов был известен давно и рассматривался как обломочный или раннедиагенетический минерал, а его присутствие отмечалось как признак континентального происхождения пород (Лунгерсгаузен, 1940). Наши исследования показали, что среди каолининовых минералов преобладает дикиит и что оба эти минерала наблюдаются не только в песчаниках, но и в алевролитах и обломочных слюдяных породах (микалитах). Эти минералы всегда возникают относительно поздно. Они развиваются вслед за регенерационным кварцем и разъедают последний, замещая также ряд возникших ранее аутигенных минералов. Часто каолинит и дикиит образуются отчетливо позднее сульфидов и предшествуют выделению карбонатов. Совокупность данных позволяет рассматривать образование каолинита и дикиита как определенный этап в эпигенетической стадии преобразования пород.

Рассматриваемый этап проявляется исключительно четко во всех стратиграфических подразделениях древних толщ Приднестровья и во многих типах пород, однако наиболее широко он выражен в песчаниках ямпольского, ярышевского и джуржевского горизонтов.

Минералы каолининовой группы, возникающие в данный этап, представлены преимущественно крупными вермикулитообразными, веерообразными и гармошковидными кристаллами, слагающими агрегаты, которые замещают обломочные зерна плагиоклаза, листочки биотита, гидрослюдистую и хлоритовую массу, цементирующую обломочные зерна. Эти минералы нередко выполняют интерстиции между обломочными зернами, не обнаруживая признаков образования путем замещения других минералов, а по всем данным кристаллизуясь непосредственно из интерстиционных растворов.

Несмотря на то, что в одних участках кристаллы этих минералов более крупны и лучше оформлены, а в других — они представлены тонкозернистыми скоплениями (тысячные доли до нескольких сотых долей миллиметра), по своим оптическим свойствам рассматриваемые агрегаты исключительно однородны. Показатели преломления ориентированных агрегатов и отдельных кристаллов следующие: $N_p' = 1,558-1,560$; $Ng' = 1,565-1,567$; $Ng' - N_p' = 0,006-0,007$. Угасание в шлифах не всегда уверенно устанавливается вследствие веерообразной структуры минерала. Лишь на редких хорошо образованных крупных кристаллах отчетливо различимо косое погасание с c : N_p около $12-18^\circ$.

При отмучивании и разделении глинистых минералов по фракциям рассматриваемые минералы концентрируются во фракции $0,01-0,001$ мм. В более же тонкие фракции они или вовсе не переходят, или обнаруживаются в них лишь в незначительном количестве.

По этой причине некоторые исследователи (М. Ф. Сташук, В. П. Курочка и др.), изучавшие состав глинистых минералов песчаных пород путем исследования лишь тонких фракций (менее $0,001$ мм), не могли установить присутствия дикиита и каолинита, несмотря на то, что эти минералы содержатся в породе в большом количестве и констатируются визуально, а также в шлифах.

Термические анализы фракций крупнее $0,001$ мм обнаруживают эндотермический эффект, начало которого соответствует температуре $500-520^\circ$, кривая плавно понижается, а затем повышается до максимума при температуре $550-660^\circ$ — эндотермический эффект каолинита. Второй, значительно более четкий, эндотермический эффект обнаруживается при температуре $670-680^\circ$ С.

По данным Грима (1956) и Бриндли (1955), остановка в этом интервале температур типична для дикиита, обладающего более упорядоченной и совершенной структурой, чем каолинит.

Экзотермический эффект, фиксирующийся при температуре $970-980^\circ$ С, характерен как для каолинита, так и для дикиита.

Таким образом, судя по термоаналитическим данным, среди рассматриваемых минералов присутствуют два минерала каолининовой группы: собственно каолинит и диксит. Лишь в фосфоритовых конкрециях диксит находится без примеси каолинита.

Как было указано выше, процесс видоизменения биотита и превращения его в глинистые минералы гидрослюдистого типа доходит иногда до образования каолинита. Можно также предполагать присутствие в цементе песчаников некоторого количества обломочного каолинита. Однако этот каолинит должен был обнаруживаться преимущественно в дисперсно-коллоидных фракциях (размером $< 0,001$ мм). Термоанализ фракций этой размерности не показывает, за редкими исключениями, присутствия ни каолинита, ни диксита. Оба эти минерала наблюдаются лишь во фракциях $> 0,001$ мм.

Микроскопические наблюдения однозначно указывают на возникновение каолининовых минералов преимущественно за счет замещения полевых шпатов, биотита, гидрослюдистых минералов и хлорита, при этом в большинстве случаев видно, что этот минерал сразу же образует крупные кристаллы, а не возникает путем перекристаллизации более тонкого материала.

Все эти данные приводят нас к выводу, что каолинит, как и диксит, является образованием аутигенным и что оба они возникают одновременно в эпигенезе в результате замещения других минералов, при этом есть все основания предполагать, что каолинит и диксит встречаются не в виде механической смеси, а образуют смешаннослоистые кристаллы.

Таким образом, рассматриваемые ниже минералы, возникшие в этот этап, мы будем именовать условно дикситом или каолинит-дикситом, допуская, что они образуют смешаннослоистые образования, хотя не исключается возможность раздельного существования этих двух минералов.

Как уже упоминалось, каолинит-диксит большей частью присутствует в виде агрегатов кристаллов вермикулитообразного, веерообразного и гармошковидного облика, а также образований со структурой «столбика монет». Он обычно выполняет промежутки между зернами, играя роль цементирующей массы. Количество рассматриваемого минерала варьирует в широких пределах: в одних разновидностях он вовсе отсутствует, в других составляет от единицы до десяти процентов. В некоторых же песчаниках джуржевского горизонта содержание каолинит-диксита возрастает до 20—30%. Важно отметить, что на поверхностях раздела обломочных зерен и регенерирующих их кварцевых каемок обычно присутствуют гидрослюды или хлорит и никогда не отмечается каолинит. Это свидетельствует о том, что к началу регенерации кварца каолининовые минералы в цементирующей массе, по-видимому, отсутствовали. Аутигенные кварцевые каемки большей частью корродируются чешуйками каолинит-диксита, но иногда последние вырастают в наружные части каймы. Таким образом, каолинит и диксит кристаллизуются в основном позднее выделения аутигенного кварца. Каолинит-диксит замещает обломочные зерна плагиоклаза, при этом наблюдаются все стадии замещения последнего, начиная от развития отдельных кристалликов, разъедающих зерно, до возникновения полных псевдоморфоз, нацело замещающих обломочное зерно. В последнем случае контуры замещенных зерен нередко различимы. Они очерчиваются тонкой каймой из гидрослюдистых минералов или хлорита, облекавших обломочные зерна и сохранивших свою природу. Часто наблюдается замещение зерен плагиоклаза каолинит-дикситом с сохранением наружного полевошпатового ободка. Возникающие в результате такого замещения образования представляют своеобразную тонкую полевошпатовую скорлупу, выполненную каолинит-дикситом (табл. XXXI, 5; XXXII, 6). Как показали наблюдения, замещение плагиоклаза каолинит-дикситом обычно развивается от центра к периферии. Эту особенность, указывающую на

зональное строение обломочных зерен, легко объяснить, если учесть, что процессам каолинизации и диккитизации предшествовали явления эпигенетической альбитизации с развитием в обломочных зернах интенсивно альбитизированных наружных зон.

Избирательное замещение каолинитом и диккитом плагиоклаза более основного состава хорошо устанавливается при наблюдении за характером замещения зерен, подвергшихся деанортитизации по одной системе двойников. В таких зернах двойниковые индивиды, не подвергшиеся деанортитизации, интенсивно замещаются этими минералами, в то время как альбитизированные двойниковые индивиды или вовсе ими не замещаются, или же замещаются значительно слабее (табл. XXXIII, 4).

Каолинизация и диккитизация гидрослюд и хлорита выражены исключительно отчетливо. В шлифах удается наблюдать все стадии перехода этих минералов в каолинит-диккит. Сперва в хлоритовой или гидрослюдистой массе возникают небольшие (0,1 мм) амeboобразной или неправильно-округлой формы обособления, окрашенные слабее, нежели основная масса. По мере осветления в них все более и более четко проступает узор будущих вермикулитоподобных пластинчатых агрегатов с характерной для каолинита формой и намечается спайность по (001), однако в скрещенных николях эти образования еще сохраняют свойственную хлориту интерференционную окраску. По мере интенсификации процесса в вермикулитоподобных каолинит-диккитовых образованиях проявляется все более совершенная спайность. Они становятся почти бесцветными и приобретают характерное для каолинита низкое двупреломление. Наблюдая постепенный переход хлорита и гидрослюдистых минералов в каолинит-диккит, можно заметить, что при интенсификации процесса количество таких обособлений и их размеры увеличиваются и они, разрастаясь, сливаются в сплошные агрегаты, среди которых попадаются реликты хлоритовых и гидрослюдистых участков или каемочки, создающие своеобразную сеть, а затем и вовсе исчезают.

В некоторых разновидностях песчаников из ломозовских и ярышевских слоев наблюдается также замещение каолинит-диккитом крупных пластинок гидратизированного биотита. Пакетообразные агрегаты каолинит-диккита развиваются вдоль пинакоидальной спайности биотита и замещают последний. Многие пластинки замещены нацело. Остаются лишь тончайшие его листочки — «волоконца» в виде неясного скелета, позволяющие различить форму бывшей пластинки, которая как бы тает в каолинит-диккитовой массе (табл. XXXI, 5; XXXII, 4).

Наблюдается замещение каолинит-диккитом аутигенного и обломочно-го кварца (табл. XXXII, 1, 3). Иногда тонкочешуйчатый агрегат его проникает в зерна кварца вдоль поверхности нарастания регенерационной каемки и разъедает последнюю как изнутри, так и снаружи.

В породах ярышевских и джуржевских слоев каолинит-диккит нередко замещает зерна глауконита.

Проявления рассматриваемого этапа наблюдаются не только в песчаниках и алевролитах, но и в микалитах и аргиллитах. В обломочных слюдяных породах каолинит-диккит замещает крупные пластинки биотита, слагающие породу, то преобразуя последние в типичные вермикулитоподобные или пакетовидные агрегаты, то развиваясь по ним в виде псевдоморфоз. Кроме того, замещению каолинитовыми минералами подвергается также и зеленый хлорит, образующий цемент в песчаных линзочках, заключенных в этих породах.

Каолинит отмечается в аргиллитах из различных слоев, где этот минерал замещает отдельные пластинки гидратизированного биотита с краев либо же развивается по агрегатам гидрослюд, частично или полностью заместивших пластинки биотита. Такие образования, вероятно, связаны с более ранним этапом эпигенетической стадии, когда происходит замеще-

ние биотита глинистыми минералами. Однако в аргиллитах калюсских и, реже, ярышевских слоев, наряду со стадийным последовательным переходом листочков биотита в гидрослюда, монтмориллонит (?) и каолинит, встреченных в одной пластинке, отмечается каолинизация иного типа, по всем данным относящаяся к рассматриваемому этапу.

В аргиллитах ярышевского горизонта, содержащих слои, пропластки и линзочки, толщиной от долей до нескольких миллиметров, обогащенные обломочными зернами кварца, полевых шпатов, листочками биотита, и сцементированных хлоритовой массой, последняя нередко замещается агрегатами каолинит-диккита. Эти минералы развиваются по хлориту в виде мелких обособлений неправильной формы. Наблюдаются все стадии перехода хлорита в каолинит-диккит. Сначала хлорит слегка осветляется, далее в нем намечаются контуры пакетиков и наконец возникает агрегат, состоящий из хорошо оформленных кристалликов.

В аргиллитах калюсских слоев среди гидрослюдистой основной массы наблюдаются обособления со сглаженно-угловатыми очертаниями, по форме напоминающие обломочные зерна (размером от 0,1 до 0,2 мм), сложенные тонкочешуйчатым агрегатом каолинит-диккита. Выяснить однозначно природу этих образований не удалось. Возможно, что это своеобразные эпигенетические псевдоморфозы каолинит-диккита по обломочным зернам основного плагиоклаза, однако не исключено, что каолинитовые минералы замещают глинистое вещество. В районе с. Васильевцы в аргиллитах калюсских слоев выявлен прослой с обильной вкрапленностью пирита. В гидрослюдистой массе этой породы отмечены многочисленные выделения линзовидной и эллиптической формы, представленные каолинит-диккитом. Эти образования, судя по их взаимоотношениям с вмещающей массой, возникли за счет каолинизации и диккитизации вещества аргиллитов — как гидрослюдистых минералов, слагающих породу, так и заключенных в ней обломочных зерен полевых шпатов.

Рассматриваемый этап, возможно, проявляется также в галлуазит- и каолинитсодержащих аргиллитах, которые изучал В. П. Курочка (1959) в районе с. Наславче среди гидрослюдистых аргиллитов калюсских слоев. По описаниям В. П. Курочки (1959), этот прослой толщиной 5 см представлен зеленовато-серой кремнеподобной породой, сложенной агрегатом галлуазита, среди которого выделяются линзочки, а также обособления округлой, овальной и неправильной формы, сложенные каолинитоподобным минералом¹.

Наконец, к рассматриваемому этапу относится образование чистого диккита (без признаков каолинита), выполняющего внутренние полости многочисленных фосфоритовых конкреций в калюсских слоях. Диккит образует тонкочешуйчатый агрегат, находящийся как в продольных каналах, так и в звездчатых пустотах. Наряду с прозрачным диккитом, кристаллизующимся из растворов, изредка и в небольшом количестве встречаются агрегаты диккита, окрашенные в зеленоватый цвет, возникающие, вероятно, за счет замещения глинистых минералов, захваченных фосфоритовым веществом конкреций при их кристаллизации.

Диккит иногда корродирует и замещает выделения кварца и халцедона, присутствующие в конкрециях и, в свою очередь, корродируется, а иногда замещается, марганецсодержащим кальцитом. Взаимоотношения диккита с галенитом и другими сульфидами в фосфоритовых конкрециях указывают на его более позднее образование.

С каолинит-диккитом, по-видимому, ассоциирует аутигенный кварц, который, нарастая на самые наружные части регенерационных кае-

¹ Этот минерал представлен не только каолинитом, как отмечает В. П. Курочка, но в значительной мере и диккитом. Последний не был обнаружен, так как исследовалась лишь тонкая фракция (менее 0,001 мм), в которую диккит, как установлено нами, не переходит (см. стр. 225).

мок, содержит в виде включений кристаллики диккита. В этом случае наружная часть регенерационной каймы, надо полагать, представлена кварцем более поздней генерации, микроскопически не отличимым от более раннего кварца. Не исключается, что такой поздний кварц, связанный с каолинит-диккитовым этапом, распространен заметно шире, чем это представляется, и некоторая часть регенерационного кварца, развитие которой мы относим к глубинному этапу, в действительности возникает в результате кристаллизации избыточного кремнезема, высвобождающегося при замещении полевых шпатов и других минералов каолинитом и диккитом. К сожалению, микроскопическое сходство кварца различных генераций не позволяет выяснить этот важный вопрос.

Ассоциация диккита с сульфидами тяжелых металлов (галенитом, сфалеритом и сопутствующими им минералами) отмечена в фосфоритовых конкрециях, а также в жильных проявлениях сульфидов среди песчаников могилевской свиты на р. Дерло. Такие минеральные соотношения обусловлены, по-видимому, не только тем, что рассматриваемый каолинит-диккитовый этап во времени непосредственно следует за фазой сульфидной минерализации. Возможно, что помимо естественного в этих условиях наложения (или точнее «захождения») этапов между диккитом и сульфидами тяжелых металлов существует более тесная, генетическая связь. Дело в том, что в процессе диккитизации полевых шпатов и хлорита, несомненно, осуществляется дополнительный вынос из преобразуемых кристаллических решеток металлических компонентов (Pb, Zn, Cu), содержащихся в них в виде изоморфной примеси или ультрамикроскопических включений.

Следует отметить, что на генетически закономерную связь сульфидов тяжелых металлов с диккитом указывает также частое сонахождение этих минералов в гидротермальных месторождениях (Никитовка, Нагольный край, баритовые жилы Северного Кавказа и др.). В последнее время диккит вместе с кварцем, халькопиритом, галенитом и кальцитом был обнаружен в виде прожилков в песчаниках и аргиллитах среднего карбона в районе ст. Тацинской Приволжской ж. д. и вблизи Краснодара (Зарицкий, 1960).

Электронномикроскопическое изучение ряда образцов песчаников ямпольских, ярышевских, джуржевских и изредка каниловских слоев обнаружило присутствие в коллоидной фракции крупных, обычно сильно удлиненных, нередко ограненных, а также изометричных широких пластинок слюдоподобного минерала. Слюдоподобная структура этого минерала устанавливается по его способности при значительных поперечных размерах давать пластинки исчезающе малой толщины, почти прозрачные (по отношению к электронному пучку). Как известно, такая структура свойственна лишь минералам с совершенной или весьма совершенной спайностью по (001).

По своему облику этот минерал близко напоминает пирофиллит, электронномикроскопические снимки которого были получены А. Х. Раутбордом с эталонных образцов этого минерала.

Детальные рентгеноструктурные исследования фракций некоторых образцов, содержащих отмеченные выше пластинчатые образования, показали присутствие в них, наряду с диоктаэдрической слюдой (линии 10,4; 4,94; 3,32; 2,57 и 1,49 Å), биотитом и вермикулитом, слабых линий, которые принадлежат пирофиллиту (9,1 и 3,08 Å) и каолинитовому минералу (см. табл. 9, обр. 21). В других случаях (табл. 14, обр. 4 БП) рентгеноструктурный анализ обнаруживает присутствие диоктаэдрической гидрослюды, диккита, пирофиллита и кварца.

Важно отметить, что во всех исследованных фракциях, содержащих отмеченные выше пластинчатые слюдоподобные минералы, содержание K_2O варьирует в широких пределах — от 4,44 (обр. 21) до 2,70% (обр.

4 БП). Все эти данные указывают на присутствие в изученных фракциях, наряду с диоктаэдрической гидрослюдой, пиррофиллита или его разновидности. Поскольку, как показали электронномикроскопические исследования, состав изучавшихся фракций морфологически однотипен, можно предполагать, что выявленный минерал образует постепенные переходы от диоктаэдрической гидрослюды к пиррофиллиту. Частое нахождение этого минерала в тонкой фракции тех образцов, более грубые фракции которых представлены каолинит-диккитом, указывают на парагенетическую связь этих минералов.

В отечественной литературе сложились представления о диккит как о локально встречающемся минерале, возникающем при низкотемпературных гидротермальных процессах и сопровождающемся сульфидами тяжелых металлов, баритом, доломитом, флюоритом и другими жильными минералами. В центральном Казахстане (Кара-Чоку) диккит обнаружен в гидротермально измененных лаво- и туфобрекчиях порфиров, где он образует псевдоморфозы по полевым шпатам в ассоциации с серицитом, вторичным кварцем, пиритом, диаспором и андалузитом. Из диккита состоят также казахстанские «агальматолиты» (Бетехтин, 1950).

По данным Ф. Смитсона (Smithson, 1954), диккит является обычным породообразующим минералом многих каменноугольных песчаников Северного Уэльса и Северной Англии, а также среднеюрских песчаников в Северном Йоркшире¹. Диккит образует хорошо ограненные вермикулитоподобные кристаллы в ассоциации с сильно измененными минералами и часто замещает зерна полевых шпатов. Как отмечает этот исследователь, для диккитсодержащих песчаников характерна коррозия полевых шпатов, сопровождающаяся регенерацией кварца, в то время как в каолинитсодержащих песчаниках регенерация кварца не наблюдается. Кристаллы диккита часто окрашены малахитовой зеленью и приобретают отчетливый плеохроизм. В среднеюрских песчаниках процессы диккитизации приурочены к зоне, совпадающей с «главной тектонической осью» района, и распределение этого минерала не связано с палеогеографией времени накопления осадков. Отмечая существующую связь между диккитизацией, растворением граната и ставролита, регенерацией циркона, а также усиление диккитизации с глубиной залегания песчаников, Ф. Смитсон приходит к выводу о связи диккита с постседиментационными процессами, не отрицая, впрочем, значения и условий осадконакопления². Важно также отметить, что в изучавшихся этим исследователем породах диккит и каолинит нередко присутствуют совместно, а соотношения их закономерно изменяются.

Развитие диккита как породообразующего минерала при эпигенетическом изменении пород было установлено В. Д. Шутовым (1960) в нижних горизонтах рифейских отложений Пачелмского прогиба, вскрытых Сердобской опорной скважиной. Он установил, что диккит вместе с пластинками гематита выполняет поровые промежутки между регенерированными зернами кварца в мономинеральных кварцевых песчаниках каверинской свиты. Термоанализ этого диккита обнаруживает, как и в исследованных нами образцах, присутствие примеси каолинита (слабый эндотермический максимум при температуре 560° С).

По предположениям В. Д. Шутова, диккитовый цемент в песчаниках каверинской свиты возник за счет преобразования седиментогенного каолинита.

Основываясь на данных рентгеноструктурного анализа и электронно-

¹ Эпикаледонская, а возможно, и более древняя (Бейли) платформенная область.

² Имеется в виду представление некоторых исследователей, в том числе Милло (Millot, 1952), о формировании каолинита в пресноводных бассейнах, а диккита в морских.

графических исследований, В. Д. Шутов установил, что каолинит является не механической примесью, а образует реликтовые пакеты, перемежающиеся с более значительными блоками диккита (Шутов, Долматова, 1961).

В пределах Приднестровья явления эпигенетической диккитизации и каолинизации развиты в доордовикских породах повсеместно. Кроме того, эти же явления, как было выяснено нами, прослеживаются в синхронных отложениях в пределах Молдавии (скважина Каушаны) и западного Причерноморья в районе Одессы (скважина Мирное). Таким образом, рассматриваемый этап проявляется в пределах обширной территории площадью не менее 50 тыс. км². Столь широкое развитие процессов каолинизации и диккитизации свидетельствует о том, что они имеют региональный характер и не могут быть связаны с гидротермальными проявлениями магматогенного происхождения, поскольку последние всегда распространяются локально.

Возникновение минералов, типичных для рассматриваемого этапа, обусловлено, по всем данным, изменением состава интерстиционных вод и высоким давлением, свойственным обстановке преобразования. Судя по характеру образующихся минералов, состав интерстиционных вод отличался бедностью щелочами, особенно калием и щелочными землями, и, следовательно, нейтральной или даже кислой реакцией. Интенсивное замещение каолинитом и диккитом таких минералов, как биотит, хлорит, плагиоклазы, цеолиты, и отсутствие новообразованных минералов, которые должны были возникнуть в результате процессов их замещения, указывают на то, что ряд элементов при этом процессе выносился из преобразуемых пород. В частности, несомненно, осуществлялся вынос щелочей, кремнекислоты, железа и магния. Надо полагать, что такой вынос не столько обусловлен диффузией, сколько активным перемещением растворов по песчаным пластам. Следовательно, причина развития указанных преобразований заключается в существенной перестройке тектонической структуры района. Изменение состава вод и их агрессивный характер могли быть обусловлены повышением в них содержания углекислоты в результате поступления вод из верхних горизонтов.

Изучение взаимоотношений каолинитовых минералов с другими аутигенными образованиями — хлоритом, регенерационным кварцем и т. д. — приводит к выводу, что каолинит и диккит возникают в основном одновременно. При нынешнем уровне изученности вторичных процессов преобразования пород это явление недостаточно понятно. По-видимому, представления о том, что каолинит и диккит возникают в резко различных термодинамических условиях, нуждаются в критическом пересмотре. Возможно, что именно такой своеобразный минеральный парагенезис (когда формирование минералов осуществляется в условиях значительных давлений) является специфической особенностью эпигенетических процессов.

Присутствие пирофиллита именно в тех слоях, в которых наиболее интенсивно проявились процессы диккитизации (ямпольские и джуржевские слои), указывает на парагенетический характер ассоциации каолинит — диккит — пирофиллит.

Выше указывалось, что есть все основания предполагать, судя по электронномикроскопическим и рентгеноструктурным исследованиям, а также химическим определениям K_2O , что между диоктаэдрическими слюдами и пирофиллитом имеются постепенные переходы. Возможно, что оба эти минерала в ряде случаев образуют смешаннослоистые выделения, состоящие из чередующихся пакетов мусковита или диоктаэдрической гидрослюды и пирофиллита. Такие соотношения указывают на вероятность возникновения пирофиллита в результате преобразования диоктаэдрических слюд путем замещения в тетраэдрических слоях последних ионов Al^{3+} ионами Si^{4+} .

Процессы каолинизации и диккитизации полевых шпатов и хлорита сопровождаются переходом в интерстиционный раствор огромного количества кремнезема. Если учесть, что в условиях повышенных давлений энергетически выгодна замена в тетраэдрических слоях алюминия (ионный радиус 0,57 Å) кремнием (ионный радиус 0,39 Å), то можно предполагать, что тетраэдрические слои кристаллической решетки диоктаэдрической слюды преобразуются полностью или почти полностью в кремнекислые тетраэдры. В результате таких изменений минерал отщепляет межпакетный калий и переходит в электрически нейтральный пиррофиллит. Когда такое замещение осуществляется лишь частично, возникают, вероятно, минералы переходного состава между мусковитом и пиррофиллитом или смешанно-слоистые пиррофиллит-мусковитовые образования.

В ряде случаев такое замещение не ограничивается преобразованием тетраэдрических слоев, а захватывает, по-видимому, и октаэдрические слои, и тогда возникают либо частичные, либо полные псевдоморфозы кварца по мусковиту и мусковитизированному биотиту, сохраняющему при этом тонкопластинчатую структуру, свойственную слюдам. Подобные псевдоморфозы наблюдались в некоторых образцах песчаников (табл. V, I). Можно полагать, что отдельные ярко интерферирующие реликты, обнаруженные в подобных образованиях, представлены уже не мусковитом, а пиррофиллитом. Однако близость оптических свойств обоих минералов не позволяет, к сожалению, идентифицировать микроскопически минеральную природу таких реликтов.

Представления о замещении в тетраэдрических слоях слюдистых минералов ионов алюминия ионами кремния, а также о глубокой перестройке октаэдрических слоев и их переходе в аутигенный кварц, подтвердились детальными рентгеноструктурными исследованиями одного из образцов песчаников из ярышевских слоев (обр. 4 БП), проводившимися Т. В. Долматовой.

Тонкоотмученную фракцию менее 0,001 мм, состоящую, как показали электронномикроскопические исследования, из крупных удлиненных и изометричных пластин слюдоподобного минерала и редких прекрасно ограниченных кристаллов диккита, изучали в рентгеновских лучах как в виде столбика, так и в виде природного ориентированного агрегата (см. табл. 14). На рентгенограмме снятого столбика выявляются линии, в основном характерные для тонкодисперсного кварца. После ориентировки образца на рентгенограмме получены слабые размытые ориентированные линии (001) с $d_{001} = 13,02 \text{ Å}$ (хлорит); $d_{001} = 10 \text{ Å}$, $d_{002} = 4,90 \text{ Å}$ (гидрослюда); слабая $d_{001} = 7,9 \text{ Å}$ (пиррофиллит). Кроме указанных линий, отмечаются базальные рефлексy $d_{001} = 7 \text{ Å}$ и $d_{002} = 3,59 \text{ Å}$, соответствующие, по всем данным, каолиниту или диккиту. Весьма характерно, как указывает Т. В. Долматова, незначительное количество отмеченных выше слоисторешетчатых минералов и поразительное несовершенство их структуры. Последнее выражается в наличии только одного базального рефлекса (или максимум двух), причем они слабы и проявляются лишь в ориентированных образцах. Отсутствие общих линий для этих минералов и размытость первых базальных рефлексов свидетельствуют о полном несовершенстве структуры внутри слоев.

Если учесть отсутствие кварца в виде механической примеси и то, что исследуемые препараты состоят почти целиком из минералов со слюдоподобной формой (это установлено изучением их в электронном микроскопе), а рентгеноструктурный анализ указывает на присутствие лишь остатков структурно несовершенных слюдистых минералов и кварца, то напрашивается вывод, что изучавшаяся фракция состоит из слоистых минералов, интенсивно замещенных кварцем. Такому замещению, вероятно, подверглись не только диоктаэдрические слюды, но и хлорит.

Завершающий этап эпигенетической стадии преобразования пород выражен в интенсивном развитии кальцита. Кальцит развит преимущественно в песчаниках и алевролитах, реже его выделения отмечаются в кремневых туфах, туффитах и аргиллитах. Наиболее своеобразны выделения кальцита в форме пластовых линзовидных тел, пронизывающих аргиллиты калюсских слоев вдоль слоистости или под острым углом к ней, а иногда отчетливо секущих образований с характерной фунтиковой текстурой. Секущая форма залегания этих карбонатных выделений, установленная в Приднестровье впервые М. Ф. Стапуком (1958), однозначно свидетельствует об их эпигенетической природе. Наиболее широко развита кальцитизация в песчаниках верхней половины ушницкой свиты и джуржевских слоев, значительно слабее — в отложениях могилевской свиты и особенно ограничено в олчедаевских слоях, где выделения кальцита попадаются спорадически. В ряде пород кальцит присутствует в соизмеримых с обломочным материалом количествах, образуя крупнокристаллический базальный цемент, пойкилитовидно включающий обломочные зерна.

Кальцит выполняет промежутки между обломочными зернами, корродирует и замещает полевые шпаты и кварц, иногда же выделяется по трещинам деформированных зерен. Наиболее интенсивно он замещает микроклин, в меньшей степени плагиоклазы и еще слабее кварц. Значительно реже кальцит замещает листочки биотита с сохранением пластинчатой структуры новообразования. Степень замещения обломочных зерен различна не только в разных породах, но и в пределах одного и того же образца. Наблюдаются всевозможные переходы от слабой, едва заметной, коррозии до полного замещения с образованием псевдоморфоз, при которых исходное зерно или совсем исчезает, или от него остаются лишь причудливые реликты. Характерно, что такие полностью замещенные кальцитом зерна обломочных минералов несколько отличаются по своей структуре от кальцитовой массы, в которую они погружены, хотя и сохраняют в общем ориентировку последней. Благодаря этому контуры обломочных зерен обычно легко различимы (табл. XXXII, 5). В нацело замещенных кальцитом зернах полевых шпатов зачастую сохраняются дисперсные пелитовые продукты. Иногда сохраняются хлоритовые ободки, окаймлявшие зерна. Кварц с мелкозернистой бластовой структурой корродируется и замещается интенсивнее и полнее, нежели монокристаллический.

Кальцит замещает, помимо обломочных минералов, и многие аутигенные образования: гидрослюда, вермикулит, хлорит, глауконит, фосфаты.

При замещении крупных пластинок гидробиотита или вермикулита остается иногда скелет из гидроокислов железа и дисперсных пелитовых продуктов, сохраняющих форму исходной пластинки. Замещение глауконита кальцитом (джуржевские слои) сопровождается его каолинизацией.

Особенно интенсивно замещаются кальцитом фосфатные выделения, при этом сохраняются контуры и форма замещенных образований. Возникающие псевдоморфозы кальцита по фосфориту приобретают красновато-буроватую окраску.

Мусковит чрезвычайно устойчив к замещению кальцитом. Его листочки обычно не обнаруживают признаков изменения и лишь изредка замещаются светлой слюдой с пониженным двупреломлением. В ряде пород кальцит интенсивно корродирует аутигенный кварц, регенерирующий обломочные зерна. Как показали наблюдения, кварц аутигенный замещается кальцитом несравненно легче обломочного, и часто регенерационные каемки полностью замещены кальцитом, а обломочные зерна сохраняются.

Характерно, что халцедон, нарастающий на обломочные зерна в виде каевок, обнаруживает значительную устойчивость к замещению кальцитом и большей частью остается нетронутым. Растворение регенерацион-

ных каемок изредка развивается избирательно с выявлением огранки, присущей кварцу. В результате регенерационные кварцевые каемки приобретают четкую кристаллическую огранку или распадаются на отдельные прекрасно ограненные кристаллы (табл. XXV, 5).

Часто кальцит выполняет также внутренние полые участки жеодок анатаза и мелкие пустотки в роговиковом кварцевом цементе, инкрустированные шестоватым кварцем.

В олчедаевских песчаниках кальцит нередко замещает роговиковый и глинисто-кварцевый агрегат, цементирующий обломочные зерна, при этом слюдистые минералы, заключенные в агрегате, остаются в кальците, в виде резорбированных включений.

Своеобразно развивается кальцитизация в пестроцветных кремне-лужавых и туффитах. Выделения кальцита рассеяны в породах спорадически. Большею частью они замещают зерна кварца и полевых шпатов алевроитовой и песчаной размерности, при этом наблюдаются все стадии замещения: от слабой коррозии с краев, до возникновения полных псевдоморфоз. Несколько реже кальцит замещает листочки биотита. Местами отмечаются неправильные, пятнистой формы, выделения кальцита, замещающие кремнисто-туфогенную основную массу породы.

Широко, хотя и неравномерно, развит кальцит в полимиктовых туфогенных алевролитах и мелкозернистых песчаниках ярышевских слоев. В некоторых разновидностях этих пород содержание его достигает 30—40%. Выделения кальцита иногда встречаются в качестве монокристаллического цемента, которым прорастает порода. Кальцит выполняет поры и пустотки, замещает обломочные и аутигенные минералы (кварц, полевые шпаты, листочки биотита и хлорита), а также отмечается в виде тонких нитевидных (толщиной от долей до 2 мм) прожилков, секущих породы и ориентированных вертикально. Особенно многочисленны прожилки кальцита в пестроцветных туфах и туффитах ярышевского горизонта. Они сложены уплотненными выделениями крупнокристаллического кальцита. Карбонатные выделения в глинистых породах — аргиллитах и микалитах сравнительно редки. Они явно эпигенетичны, замещают редкие обломочные зерна полевых шпатов, присутствующие в этих породах.

К проявлениям карбонатного этапа относятся пластовые и секущие (под острым углом к слоистости) линзы (мощность до 0,5 м) кальцита с типичной фунтиковидной структурой, находящиеся в фосфоритовосных калюсских слоях. Изучение этих образований показало, что столбчатый кальцит, их составляющий, пронизывает и как бы расщепляет аргиллиты на тончайшие пленочки, причем отдельные крупные линзы распадаются, в свою очередь, на более мелкие, которые располагаются одна по отношению к другой кулисообразно.

Кальцит в значительном количестве присутствует в фосфоритовых конкрециях, где он выполняет продольные каналцы и центральные звездчатые полости, замещает фосфатное вещество конкреций и другие минералы, выделившиеся в этих образованиях. Отметим, что фосфоритовые конкреции находятся в аргиллитах изолированно и пути проникновения растворов, отложивших в их полостях многие минералы, в том числе кальцит, не фиксируются.

Кальцит обычно тесно ассоциирует с каолинитом и диккитом. Часто диккит и кальцит замещают зерна полевого шпата. Однако, как показали наблюдения, выделяются эти минералы одновременно. Кальцит замещает реликты зерен, оставшиеся незамещенными диккитом и каолинитом, в результате чего возникают агрегаты, в которых выделения кальцита причудливо переплетаются с выделениями каолининовых минералов.

Сложное и причудливое переплетение диккита и каолинита с кальцитом обусловлено в ряде случаев тем, что кальцит замещает каолинит и диккит и реликты этих минералов остаются в массе последнего.

В некоторых слоях (ломозовские, джуржевские, ярышевские) замещение каолинита и диккита кальцитом проявляется исключительно отчетливо, так как кальцит образует псевдоморфозы по отдельным пакетам и вермикулитам указанных минералов с сохранением не только их внешних ограничений, но и присущей им пакетобразной и вермикулитоподобной структуры (табл. XXXIII, 1). Такого типа псевдоморфозы возникают иногда в результате замещения биотита и хлорита. Встречаются также прожилки кальцита, рассекающие каолинит-диккитовые агрегаты.

Взаимоотношения диккита с кальцитом однозначно устанавливают последовательность и место карбонатного этапа в общем процессе вторичных преобразований пород.

Перекристаллизация седиментогенного кальцита, выполнение пор и интентивное замещение кальцитом ряда минералов как обломочных, так и аутигенных — все это ведет к развитию песчаников с базальным крупнокристаллическим, а иногда монокристаллическим («пойкилитовым») кальцитовым цементом. Именно в породах такого типа замещение кальцитом других минералов развито исключительно широко. Как показали подсчеты, количество обломочного материала, замещенного кальцитом, и, следовательно, перешедшего в раствор, в ряде случаев достигает половины исходного. В результате песчаники нередко преобразуются в породы, в которых количество карбонатного материала значительно доминирует над обломочным. Возникающие таким путем существенно карбонатные породы представляют своеобразные «вторичные известняки».

Как указывалось выше, в некоторых случаях к новообразованиям, связанным с карбонатным этапом, должна быть отнесена в смежных песчаных пластах и некоторая часть аутигенного кварца, довершающая регенерацию кварцевых зерен (каниловские слои). Не исключается вероятность того, что в отдельных случаях некоторые хорошо ограненные кристаллы кварца возникают не только путем растворения регенерационных каемок, но также за счет их роста, в результате переотложения кремнезема, переходящего в раствор. Однако подавляющая масса материала, составлявшая обломочные зерна, замещенные кальцитом, в породах не фиксируется.

Своеобразной особенностью кальцита, связанного с рассматриваемым этапом, является его марганценосность. Именно этим обусловлено развитие при современных процессах выветривания скоплений черных землистых окислов марганца, появление пятнистой черной окраски, черного крапа на поверхности песчаников, особенно из ямпольских слоев.

Марганценосность кальцита сказывается в повышении его светопреломления. Качественные химические реакции с бисмутатом натрия обнаруживают присутствие марганца в кальцитах почти из всех пород разреза, однако содержание его весьма изменчиво. Определения показателей преломления и качественные реакции позволяют считать, что минимальное содержание марганца отмечается в кальците каниловских слоев. Показатель преломления n_0 кальцита в песчаниках этих слоев варьирует от 1,660 до 1,665. В породах нижней половины ушницкой свиты и в ямпольских слоях могилевской свиты n_0 кальцита заметно повышается и становится 1,665—1,670, достигая 1,672—1,678 в отдельных породах из джуржевских, ярышевских и калюсских слоев. Такие же показатели преломления свойственны кальциту, выполняющему полости фосфоритовых конкреций.

Химические анализы показали, что содержание родохрозитовой молекулы в кальцитах с повышенными показателями преломления колеблется от 1,8 (ямпольские слои) до 18,5% (джуржевские слои). В кальците из карбонатных линзовидных образований с фунтиковой структурой (калюсские слои) содержание родохрозитовой молекулы более постоянно и весьма значительно (10—11%). Важно отметить, что значительные колебания содержания марганца в кальците отмечены в пределах одного слоя и даже в разных частях одного и того же образца. Так, по данным химического

анализа, в двух частях одного и того же образца песчаника из ямпольских слоев содержание марганца в пересчете на родохрозитовую молекулу в кальците колеблется от 1,8 до 4,4%.

Эпигенетический характер кальцита во всех рассмотренных образованиях не вызывает сомнений и устанавливается совершенно однозначно по его взаимоотношениям с другими аутигенными минералами. Наблюдения указывают на более позднюю его кристаллизацию, чем диккита. В большинстве разновидностей пород кальцит несомненно представляет привнесенный минерал, отложившийся из растворов. О широком перемещении растворов, отлагавших кальцит по породам разреза, свидетельствует присутствие секущих прожилков кальцита. Карбонаты кальция перемещались также диффузионно, на что указывает присутствие кальцита в породах, непроницаемых для активного движения вод (аргиллиты и фосфоритовые конкреции в аргиллитах). Вместе с тем в песчаниках с базальным кальцитовым цементом аутигенный кальцит возник, по-видимому, не только в результате привноса карбонатов извне, но и путем перекристаллизации содержащихся в песчаниках седиментогенных известковых продуктов. Так, в некоторых песчаниках из ямпольских и джуржевских слоев среди крупнокристаллического кальцита, образующего базальный цемент, изредка попадаются реликты, представленные пелитоморфным кальцитом, иногда с проблематичными палеонтологическими остатками. Таким образом, в этих породах, очевидно, ранее существовал известковый цемент, подвергшийся в эпигенезе глубокой перекристаллизации.

Перекристаллизация известкового цемента песчаников происходила отнюдь не одноактно, лишь в рассматриваемый этап. Можно полагать, что частичное растворение седиментогенного кальцита и выпадение аутигенного карбоната, сопровождавшиеся замещением обломочных зерен кальцитом, в том или ином количестве имели место и в предшествующие этапы эпигенетической стадии. Однако следы этих более ранних процессов в породах не сохранились, поскольку в данный, завершающий, этап весь карбонат, содержащийся в породе, был полностью перекристаллизован.

Совокупность наблюдений указывает на двойственный источник присутствующих в породе карбонатов. Последние в известном количестве привносились водами, частично возникли за счет перекристаллизации седиментогенного известкового материала и в некоторой мере за счет растворения кальцийсодержащих обломочных зерен. Косвенно об этом свидетельствует пестрота содержания в кальците марганца. Можно полагать, что последний заимствовался, во всяком случае неполностью, из видоизменявшихся в процессе эпигенетической переработки обломочных минералов, содержавших изначально марганец в рассеянной форме, например из биотита. Возможно, этот элемент присутствовал в некотором количестве и в седиментогенном карбонатном материале.

Судя по значительному, а порой огромному количеству обломочного материала, замещенного кальцитом, миграция последнего по разрезу осуществлялась в значительных масштабах. Можно полагать, что привнос осуществлялся бикарбонатными водами, формировавшимися в верхних горизонтах земной коры. Интенсивные эпигенетические преобразования сидурийских карбонатных толщ, широкое развитие в них процессов стигматизации, сопровождавшихся растворением известняков, вероятно, также сыграли роль в обогащении подземных вод карбонатами.

Циркуляция кислых бикарбонатных вод по проницаемым пластам древних толщ, вероятно, обусловила вначале широкое развитие каолиновых минералов. Позднее (по мере нейтрализации растворов) вследствие замещения полевых шпатов и перехода в раствор щелочей и щелочных земель, а, возможно, также в результате изменения растворимости карбонатов в глубоких зонах в связи с ростом давления (Копелиович, 1961а) началась кристаллизация кальцита.

VIII. ОБ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАЗНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Как видно из приведенных выше описаний, интенсивность эпигенетического преобразования разных типов пород существенно различна. Наиболее глубоко преобразованы пепловые туфы, почти полностью утратившие свой изначальный структурный облик, исходный минеральный состав и в значительной степени изменившиеся химически. Интенсивно преобразованы гравелиты, песчаники и алевролиты. Хотя изначальный облик этих пород сохранился, структура их в значительной степени видоизменена и резко отличается от структур, присущих нормальным осадочным породам. Заметно переработан также состав наименее устойчивых минеральных компонентов породы (тонкообломочные зерна, глинистое вещество и биотит). Несравненно слабее видоизменены обломочные слюдяные породы — микалиты и еще слабее — глины, претерпевшие аргиллитизацию. Изменения карбонатных пород, слагающих ордовик и силур, в настоящей работе не рассматриваются. Отметим лишь, что эти породы интенсивно доломитизированы, существенно перекристаллизованы и нередко стилолитизированы, однако в них сохранились обильные фаунистические остатки. Таким образом, эпигенетическая преобразованность этих пород довольно ограничена.

Более интенсивное преобразование песчаных, чем глинистых и карбонатных пород, установлено многими исследователями в результате изучения разрезов в ряде других территорий.

Г. Н. Перозо (1960) указывает на значительную преобразованность песчаников и алевролитов нижних горизонтов мезозойского осадочного покрова Западной Сибири и на слабую видоизмененность переслаивающихся с ними глинистых пород, в которых сохраняются изначально слагавшие их глинистые минералы.

А. В. Ильюхина (1958), рассматривая образование вторичных минералов в отложениях мотской свиты (нижний кембрий) в пределах внутреннего поля Иркутского амфитеатра, отмечает, что в карбонатных и глинисто-карбонатных породах, развитых в основном в верхнемотской и частично среднемотской подсвиты, некоторые процессы эпигенетического преобразования выражены преимущественно в перекристаллизации пелитоморфной карбонатной массы пород. Минеральных новообразований здесь очень немного и содержание их незначительно. В песчаных и песчано-карбонатных осадках, слагающих средне- и нижнемотскую подсвиты, содержание вторичных минералов резко увеличивается и состав их более разнообразен и пестр.

Такие же различия констатируются в характере изменения пород палеозоя и рифея в центральных районах Русской платформы (Копелиович,

1951), в юго-восточных областях (Шутов, 1960), в разрезах глубоко погруженного среднего девона Днепровско-Донецкой впадины (Копелиович, 1958б; Пашкевич, Пистрак, Самборский, 1959), в семилукских слоях Арчединской опорной скважины (Копелиович, Меньяйленко, 1962), где интенсивно преобразованные песчаники сопровождаются то в большей, то в меньшей степени аргиллитизированными глинами.

Напротиворечат приведенным наблюдениям исследования мезо- и палеозойских отложений западного Приверхоянья А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956, 1957). Эти исследователи отмечают прогрессивное нарастание степени изменения песчаников и алевролитов с глубиной до возникновения сливных кварцитовидных пород с широким развитием мозаично-бластовых и «шиповидных» структур и новообразований мусковита и хлорита. Эти породы, соответствующие по степени своей преобразованности верхней зоне региональной метаморфизма (хлорит-мусковитовая субфация Ф. Д. Тернера), сопровождаются значительно измененными глинистыми породами — филлитовидными сланцами. Тем не менее, и в Приверхоянье, как это видно из опубликованных данных, преобразование песчаных пород в значительной мере опережает изменение глинистых.

Различия в скорости и интенсивности преобразования разных типов пород обусловлены рядом причин. Из них важнейшими, как нам представляется, являются следующие.

В глинистых породах благодаря пластинчатой форме частиц и обычно упорядоченному их расположению (микрослоистые текстуры) давление лежащих выше толщ воспринимается и передается агрегатом минералов однородной формы с большой поверхностью соприкосновения. Вследствие этого напряжения, возникающие между частицами, относительно невелики и равномерно распределены в породе.

Обломочные породы — песчаники и алевролиты — давление выше расположенных толщ воспринимают и передают через своеобразный каркас, который образуют соприкасающиеся обломочные зерна. Напряжения, возникающие в точках их соприкосновения, резко различны. Они зависят не только от площади соприкосновения зерен, но и от ориентировки поверхности контакта относительно действующих сил, передающих нагрузку, и могут варьировать в исключительно широких пределах (от десятков до сотен раз). Пестрота распределения напряжений является тем фактором, который обуславливает различия в концентрациях интерстиционных растворов и соответственно в перераспределении вещества.

В глинах, карбонатных и карбонатно-глинистых породах вследствие особенностей их структуры напряжения нагрузки распределяются равномерно.

В песчаниках с седиментогенным глинистым или карбонатным цементом равномерность распределения напряжений зависит от количественных соотношений обломочных зерен и цементирующего вещества. Соответственно различна и степень эпигенетической преобразованности этих пород. Так, наиболее интенсивно преобразованы песчаники и алевролиты, содержащие минимальное количество цементирующего материала, породы же с обильным седиментогенным глинистым цементом видоизменены незначительно.

Интенсивность эпигенетической переработки разных типов пород зависит от степени их однородности и, следовательно, физико-химической равновесности. Обломочные породы, как это было отмечено еще Л. В. Пустановым (1940), в физико-химическом отношении в большинстве случаев изначально представляют неравновесные системы. В эпигенетическую стадию развиваются процессы, стремящиеся привести эти, в той или иной степени метастабильные, системы к равновесию. Течение этих процессов значительно ускоряется вследствие увеличения температуры и давления, при этом по мере их роста в сферу изменения вовлекаются все

более и более устойчивые (инертные) компоненты породы, на первых порах почти не принимающие участия в реакциях.

Осадочные породы, изначально возникшие как физико-химически однородные образования (чистые известняки, ангидриты, соли и т. п.), оказываются в эпигенезе поразительно устойчивыми и их изменение при отсутствии привноса протекает исключительно медленно.

Следующим важным фактором, воздействующим на интенсивность преобразования пород, служит степень их проницаемости для циркуляции подземных вод и ионной диффузии. В этом отношении песчаные и глинистые породы резко неравнозначны. В песчаных породах движение вод и перемещение ионов различных элементов в водах осуществляются сравнительно легко, в глинистых же породах, представляющих собой системы с бесконечным количеством полупроницаемых перегородок, перемещение ионов затрудняется и их диффузия приобретает ограниченный и, несомненно, избирательный характер, зависящий от ряда особенностей строения иона (его радиуса, заряда, гидратации и др.) и особенностей минерального состава и строения глин (заряд глинистых частиц, адсорбционная способность, обменный комплекс и др.).

На основании высказанных положений становится очевидным, что в пределах определенных частей разреза возможны заметные различия в интенсивности преобразования не только разнотипных, но и однотипных пород, в зависимости от их структурно-гранулометрических и минеральных особенностей.

Изучение эпигенетических преобразований мезозойских и палеозойских отложений западного Приверхоянья показало, что их интенсивность прогрессивно возрастает с глубиной (Коссовская, Шутов, 1956). Различия в характере и интенсивности преобразования исходных пород позволили этим исследователям расчленить разрез на четыре зоны, соответствующие определенным стадиям изменения осадочного вещества под влиянием эпигенеза и начального метаморфизма. Эпигенетически-зональное строение разреза осадочного покрова Русской платформы подтверждается также последними исследованиями В. Д. Шутова (1960).

Вместе с тем, судя по приведенным выше данным, следует полагать, что в пределах выделяемых зон не только породы различного литологического состава, но и разновидности однотипных пород будут преобразованы с различной интенсивностью и полнотой в результате того, что преобразование одних пород нередко значительно опережает преобразование других. С этой точки зрения представление о зонах эпигенеза и границах, их разделяющих, в известной мере условно и относительно.

IX. ОСОБЕННОСТИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАЗРЕЗА ДРЕВНИХ ТОЛЩ

При изучении постседиментационных преобразований пород мощных терригенных разрезов геосинклинальных и платформенных областей была установлена определенная зависимость от глубины залегания пород, характера процессов аутигенного минералообразования и интенсивности их проявления. По типу возникающих аутигенных минеральных ассоциаций и образующимся структурам подобные разрезы подразделяются на определенные зоны.

Эпигенетическая зональность впервые установлена и описана Д. Кумбсом (Coombs, 1954) при изучении мощных триасовых эффузивно-осадочных толщ Новой Зеландии. В строении этого разреза им выделены следующие четыре зоны, различающиеся по составу аутигенных минеральных ассоциаций (сверху вниз): 1) гейландит-анальдимовая; 2) ломонтит-альбит-хлоритовая; 3) пренит-пумпеллиитовая; 4) альбит-эпидотовая.

Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме отчетливо проявляется в мезозойских и верхнепалеозойских отложениях складчатой зоны западного Верхоянья. А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, детально изучившие этот мощнейший разрез, выделяют в нем следующие четыре зоны: 1) неизмененного глинистого цемента; 2) хлоритового и хлоритово-кварцевого цемента; 3) кварцево-регенерационного цемента (кварцитовидных структур); 4) кварцево-регенерационного и слюдяного цемента.

Сходного типа зональность постседиментационных преобразований пород в мощной серии среднекаменноугольных терригенных пород Донецкого бассейна описал Н. В. Логвиненко (1957).

Зональность в развитии вторичных преобразований обнаружена также при изучении осадочного покрова восточной части Русской платформы (Шутов, 1960) и Западно-Сибирской низменности (Перозин, 1960), девонских пород Южно-Минусинской котловины (Лизалек, 1959). Изучение постседиментационных преобразований пород древних свит Приднестровья показало, что в пределах этой относительно небольшой части разреза эпигенетическая зональность, подобная описанной выше, здесь отсутствует.

Как было показано в предшествующих разделах, эпигенетическое преобразование пород протекало стадийно и развивалось длительно и чрезвычайно медленно. В этом преобразовании выделяется ряд последовательно сменявших друг друга этапов. Каждый из них характеризуется своим особым профилем минеральных и структурных изменений, обусловленных воздействием определенных процессов. Интенсивность проявления того или иного этапа в породах разреза определяется не только глубиной их залегания, но зависит от минералогических и структурно-литологиче-

ских особенностей самих пород, а также от полноты их изменения в предшествующие этапы и ряда других причин.

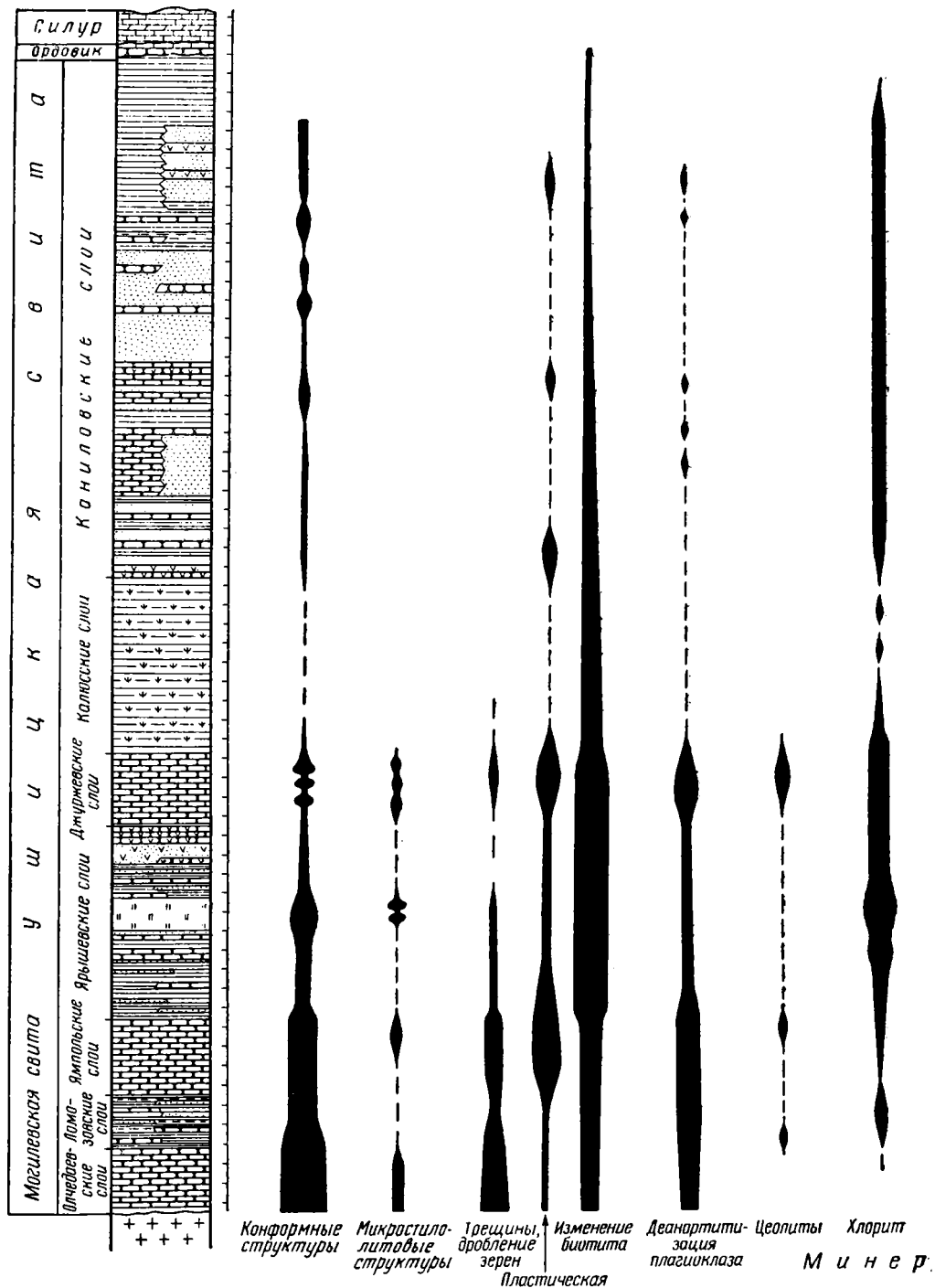
Поскольку породы, слагающие разрез, изначально заметно отличались не только гранулометрически, но и по своему исходному минеральному составу, характер их изменения в эпигенезе оказался различным. В результате породы одного и того же стратиграфического горизонта по характеру эпигенетических изменений и их интенсивности часто неодинаковы и даже небольшие подразделения древних свит в этом отношении необычайно пестры. Так, песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым цементом нередко сочетаются с песчаниками с каолинит-диккитовым цементом и сменяются ими. Кварцитовидные песчаники с регенерационно-кварцевым цементом, развитые по всему разрезу древних свит, обычно перемежаются породами, цемент которых представлен гидрослюдисто-хлоритовым, диккит-каолинитовым или кальцитовым веществом. Более того, даже в одном и том же образце встречается цемент то одного, то другого состава.

Если, однако, проследить по разрезу изучавшихся свит интенсивность проявления каждого этапа, характер отдельных ему присущих черт и тип минеральных преобразований, то сквозь кажущуюся пестроту изменений отчетливо проступают определенные черты эпигенетической зональности. Как это видно из прилагаемой диаграммы (фиг. 22), весь разрез подразделяется на две зоны: верхнюю и нижнюю.

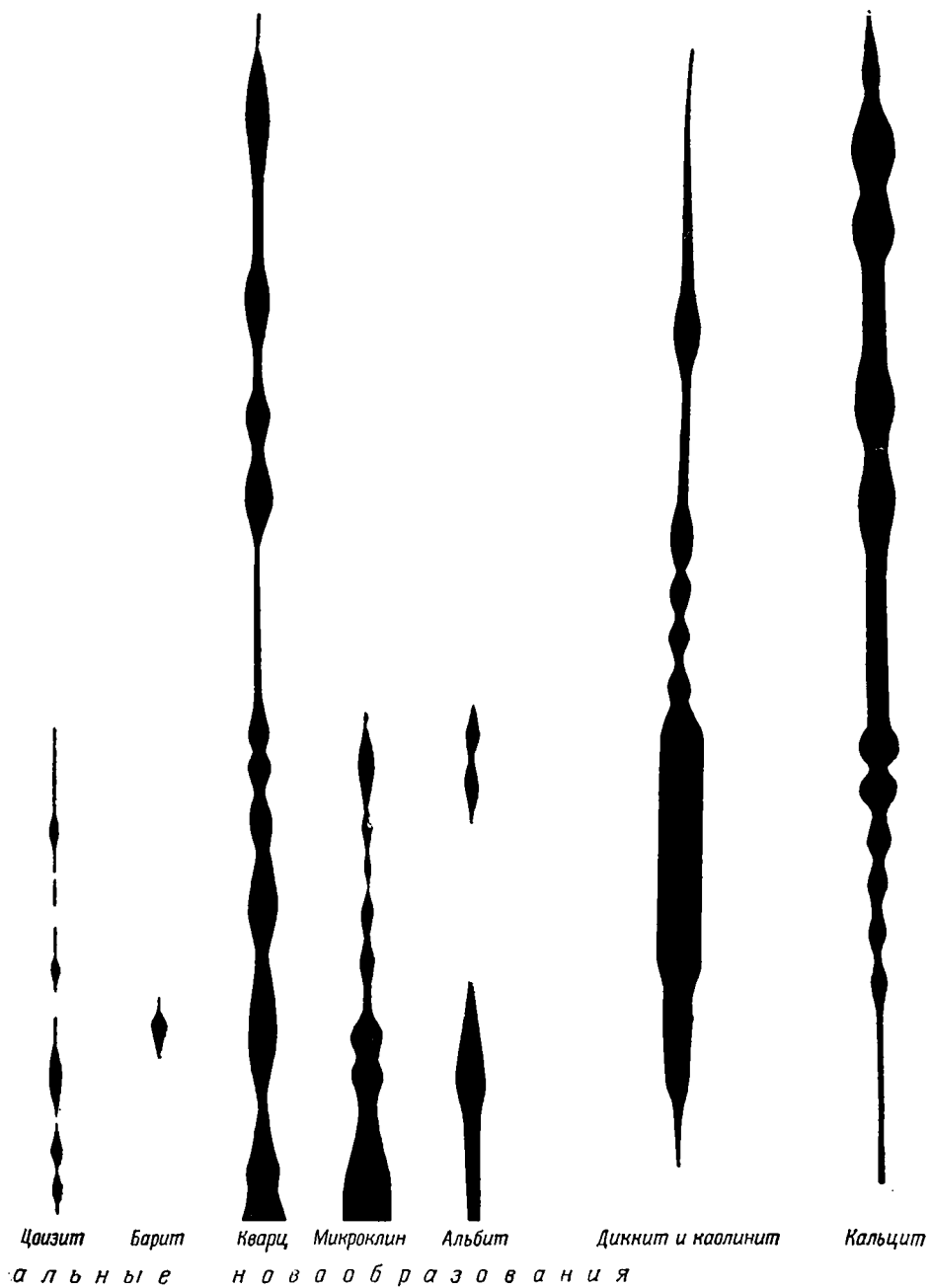
Верхняя зона, мощностью около 160 м, охватывает каниловские и частично калюсские слои. Этот интервал разреза характеризуется слабым развитием структур растворения под давлением. Конформные и инкорпорационные структуры здесь редки. Они проявляются лишь в отдельных слоях песчаников, не содержащих седиментогенный глинистый цемент. Микростилолитовые структуры отсутствуют. Явления пластической деформации зерен плагиоклаза и обломочков эффузивных пород развиты спорадически и редко. Трещиноватость в зернах кварца не отмечается. В самой верхней части калюсских слоев процессы преобразования биотита в вермикулит и гидрослюды выражены чрезвычайно слабо; в песчаниках и алевролитах сохраняются пластинки почти не гидратизированного биотита. С глубиной, однако, процессы гидратизации этого минерала интенсифицируются, и в породах верхней зоны биотит в большинстве случаев полностью преобразован в гидрослюдистые продукты и вермикулит.

Спорадически и крайне редко отмечается деанортитизация плагиоклаза, которая присуща лишь более основным разновидностям этого минерала и развивается с периферии обломочных зерен, придавая им псевдозональную структуру. Сравнительно широко развит хлорит: хлоритизации подвергаются пластинки биотита, но реже, чем глинистый седиментогенный цемент и зерна эффузивных пород, заключенные в песчаниках. Регенерационный кварц развит сравнительно широко. Его появление обусловлено растворением мелкообломочного силикатного материала, присутствующего как примесь в глинистых породах, и замещением кремнезема в перемежающиеся с ними песчаники. Кроме того, регенерационный кварц в породах верхней зоны возникает частично за счет замещения обломочных зерен кальцитом. Процессы каолинизации и диккитизации в целом проявляются слабо; несколько более интенсивно они выражены в песчаниках средней части зоны и в ее основании. В песчаниках и алевролитах формирование кальцитового цемента и замещение обломочных зерен карбонатами развиты чрезвычайно широко. Вниз по разрезу содержание карбонатов в породах плавно убывает.

Нижняя зона, мощностью около 140 м, охватывает могилевскую свиту, а также ярышевские, джуржевские слои и нижнюю половину калюсских слоев ушницкой свиты.



Фиг. 22. Интенсивность проявления эпигенетических преобразований



пород по разрезу древних толщ Приднестровья

В этой зоне широко развиты конформные структуры, интенсивность проявления которых все более и более усиливается с глубиной. Появляются микростилолитовые структуры, в отдельных слоях представляющие обычное явление. Пластическая деформация зерен полевых шпатов возрастает, достигая своего максимума в ямпольских слоях. Трещиноватость в зернах кварца и полевых шпатов впервые фиксируется в песчаниках из основания калюсских слоев, вниз по разрезу она все более и более усиливается. В олчедаевских слоях отдельные зерна оказываются милонитизированными.

Изменение биотита и преобразование его в вермикулит и гидрослюды выражено еще интенсивнее, нежели в породах верхней зоны. Деанортитизация плагиоклаза, сопутствуемая возникновением цеолитов и реже цоизита, становится обычным явлением. В верхней половине нижней зоны широко развит хлорит, замещающий биотит и продукты более раннего его изменения.

Аутигенный микроклин и альбит, регенерирующие обломочные зерна, развиты повсеместно, при этом с глубиной содержание их в породах все более и более возрастает. Также заметно шире в строении пород участвует аутигенный кварц, не только регенерирующий зерна, но выполняющий местами поровые промежутки в форме роговиковых агрегатов.

Процессы диккитизации и каолинизации в рассматриваемой зоне усиливаются, достигая максимума в верхней половине этой зоны (джуржевские и ярышевские слои). Ниже содержание этих минералов постепенно убывает, и в олчедаевских слоях они встречаются лишь спорадически.

Процессы кальцитизации в джуржевских слоях развиты еще широко. Ниже содержание кальцита в среднем все более и более убывает. В ломозовских и олчедаевских слоях роль кальцита в породе незначительна.

Рассматривая закономерности распределения постседиментационных изменений, связанных с проявлением различных этапов эпигенетической стадии (исключая регрессивные) по разрезу древних толщ, можно установить следующее: изменения, связанные с этапами раннего эпигенеза, проявляются примерно с одинаковой интенсивностью на протяжении всего разреза; изменения, относящиеся к глубинному эпигенезу, выражены наиболее ярко в нижней половине древних свит, при этом каждый последующий этап проявляется интенсивнее во все более и более древних слоях.

Из этих соотношений можно сделать вывод, что последовательное во времени этапное развитие эпигенетических преобразований, свойственное рассмотренным породам, причинно связано с постепенным погружением осадков на все большую и большую глубину.

Что касается регрессивных этапов преобразования, то для изменений, с ними связанных, характерна обратная картина — более поздние этапы интенсивнее выражены в более верхних частях разреза.

Х. ФАКТОРЫ ЭПИГЕНЕЗА

В этой главе перед нами стоит один из главных вопросов — выяснение причин и факторов наблюдаемого глубокого преобразования пород.

Рассмотрим каждую из возможных причин в соответствии с имеющимися фактическими данными.

МАГМАТИЗМ

Геологическое строение района не дает оснований предполагать присутствие в фундаменте магматических проявлений, более молодых чем олчедаевские слои. Всюду, где удастся наблюдать контакты осадочных пород моложе каменной свиты с кристаллическими породами, эти отложения залегают на размытой поверхности кристаллических, причем кристаллические породы либо несут признаки континентального выветривания, либо превращены в типичную кору, иногда значительной мощности (Каушанская скважина).

Изучение состава осадочных толщ ушницкой свиты указывает на наличие в некоторых слоях пепловых вулканических продуктов (ярышевские слои Приднестровья, калюсские слои мирнинского разреза). Пепловые вулканические продукты отмечаются и в некоторых горизонтах силура. Однако их наличие, свидетельствующее о проявлении вулканической деятельности, синхронной с накоплением соответствующих осадков, не позволяет прямо связывать эти вулканические продукты с проявлением магматической деятельности именно в пределах рассматриваемой территории. Как известно, тонкие пепловые частицы могут разноситься на огромные расстояния. Согласно В. И. Влодавцу (1959), дальность перемещения пирокластического материала в зависимости от его крупности выражается следующим порядком цифр:

1. Тончайшая вулканическая пыль при взрывах — сотни тысяч километров.
2. Тонкая вулканическая пыль — тысячи километров.
3. Вулканический песок — до сотни километров.
4. Лапилли — несколько десятков километров.

Поскольку пирокластический материал, обнаруженный в описываемых отложениях, представлен исключительно тонкими (алевритовой и пелитовой размерностей) частицами, есть основания полагать, что центры вулканических проявлений и, стало быть, соответствующие им магматические очаги находились далеко за пределами рассматриваемой территории.

Представления о кристаллическом фундаменте древних платформ как о пассивном, мертвом структурном элементе, испытывающем лишь колебательные движения, несомненно не верны. Об этом свидетельствует давно известный платформенный трапповый магматизм. За последнее десяти-

тителение в рифейских и нижнекембрийских отложениях Русской платформы были обнаружены интрузивные и эффузивные тела основного состава. Подобные образования известны в настоящее время в ряде мест: Крестцовском прогибе, протягивающемся от района Тихвина до Минска (Смиловичи), Котласском прогибе, Башкирии, районе Калуги, Западных районах Украины (Волянь), а также в Приднестровье (Крашенинникова, 1956; Новикова, 1959; Тиммергазин, 1959; Веселовская, Иванова, Клевцова, 1960 и др.). Эти образования представлены оливиновыми диабазами, диабазами, кварцевыми габбро-диабазами, долеритами, миндалекаменными порфиритами, палеобазальтами. В западных районах Украины широко развиты туфы и туффиты основного состава. Диабазы, порфириты и базальты образуют в одних районах пластовые интрузии и дайки, в других — покровы. Большинство указанных образований связано с более древними, чем могилевская (волинский комплекс), свитами, но в ряде мест они, по-видимому, частично синхронны отложениям валдайского комплекса, которому соответствует, по всем данным, ушницкая свита.

Важно отметить, что в восточных областях платформы (Башкирия и Котласский прогиб), там, где рифейские магматические проявления образуют пластовые интрузии и дайки на глубинах около 2—3 км, экзоконтактные изменения вмещающих пород выражены исключительно слабо. Лишь в непосредственном контакте пород развиты новообразованные слюдястые минералы, в том числе биотит и хиастолит, который в свою очередь замещается светлыми слюдками (Веселовская, Иванова и Клевцова, 1960). Уже первое знакомство с контактовым воздействием пластовых интрузий и даек основных пород на вмещающие их песчаники и аргиллиты древних рифейских свит из районов Второго Баку (скважины Орьебаш, Саузбаш, Надеждино и др.) показало, что оно по размерам ограничено, а по составу специфично. В приконтактных зонах развиваются крупночешуйчатый, аномально интерферирующий пеннин, актинолит, тремолит и эпидотовые минералы.

Интересные данные о соотношениях эпигенетических преобразований песчаных пород и контактового метаморфизма габбро-диабазов были получены в последнее время в результате проводящихся нами совместно с И. М. Симановичем исследований ютнийских отложений Прионежья. Эти наблюдения показали, что мощные (более 50 м) пластовые интрузии габбро-диабазов, внедряющиеся в ютнийские песчаники, сопровождаются контактовым ореолом, ширина которого не превышает 30 м. На расстоянии более 50 м от контакта во вмещающих породах полностью отсутствуют даже слабые проявления воздействия габбро-диабазов. В узкой контактовой зоне песчаники интенсивно преобразованы. Они превращены в породы с бластической и пойкилобластической структурой, в которых породообразующее значение приобретают клиноцоизит, пренит, биотит, хлорит, альбит и другие минералы. По мере удаления от контакта интенсивность изменения быстро уменьшается. За пределами контактового ореола преобразование песчаных пород по своему характеру идентично тем изменениям, которые претерпевают породы могилевской свиты на погруженном платформенном склоне (скважины Мирное и Каушаны). В них широко развиты микростилотитовые, инкорпорационные, конформные и фестончатые структуры, сопровождающиеся широким развитием мусковита и серицита, которые замещают как изначальный цементирующий материал, так и обломочные зерна кварца, полевых шпатов и листочки биотита. Эти регионально измененные породы обнаруживают поразительное сходство с песчаниками могилевской свиты (Копелиович, 1958б).

Известные в настоящее время магматические проявления в осадочном чехле различных участков Русской платформы всюду представлены породами основного состава. Как видно из приведенных данных, их метаморфизирующее влияние на вмещающие породы исключительно специфич-

но, ограничено и локально и регионально развитые эпигенетические изменения осадочных пород не обнаруживают с ними какой-либо связи.

Тем более нет оснований допускать связь эпигенетических изменений с гипотетическими скрытыми в архейском кристаллическом фундаменте магматическими интрузиями, по возрасту более молодыми, чем расположенные на нем древние свиты.

Что касается метаморфизирующей роли эффузивных пород, то, как известно, она исключительно мала: «...эффузивные породы во всех случаях оказывают совершенно ничтожное контактное воздействие на вмещающие породы, воздействие, выражающееся часто только в спекании» (Людочников, 1956, стр. 123).

ЮВЕНИЛЬНЫЕ ВОДЫ

Данные глубокого и разведочного бурения показали, что в пределах Русской платформы существуют многочисленные значительных размеров разломы, пересекающие на отдельные блоки кристаллический докооль, а иногда и вышележащие породы. Такие разломы известны в центральных частях платформы, например в районах Калуги (Тихомиров, 1953, 1956), Москвы (Копелиович, Лоджевский и Тихомиров, 1961), а также на ее окраинах.

Подобные разломы констатируются и в Приднестровье, и на Волыни, где предполагается ступенчатое погружение Украинского кристаллического массива под осадочный чехол по серии меридиональных нарушений (тектоническая карта Украины под редакцией В. Г. Бондарчука и Н. П. Семененко, 1959 г.).

Казалось бы, можно предполагать поступление по таким разломам ювенильных вод, которые, проникая в пласты, в силу своей специфической минерализации или повышенной температуры будут активно видоизменять породы. Такому предположению, однако, противоречит ряд фактов. В этом случае видоизменение пород должно носить не региональный, а локальный характер, усиливаясь по направлению к таким разломам, чего в рассматриваемом районе не наблюдается. Наиболее проницаемым для вод горизонтом должна была являться поверхность контакта кристаллических пород фундамента и осадочных образований, и в первую очередь интенсивному преобразованию должны были подвергаться породы коры выветривания. Между тем продукты коры большей частью сохраняют свой изначальный облик. Наконец, ряд наблюдений свидетельствует о чрезвычайно медленном перемещении растворов в процессе прогрессивных этапов эпигенеза.

Целеустремленное изучение осадочных пород рифея в области развития подобных разломов в районе Калуги¹ показало, что ни глинистые, ни песчаные породы не обнаруживают признаков глубокого изменения. Песчаники рифея, в том числе и гдовские слои, сохраняют вблизи разломов присущую им высокую пористость, проницаемость и успешно используются для создания искусственных газохранилищ.

Таким образом, в настоящее время отсутствуют какие-либо фактические данные, указывающие на поступление по разломам в кристаллическом фундаменте платформы с глубины особых вод, с которыми были бы связаны наблюдающиеся в породах чехла вторичные преобразования.

ДАВЛЕНИЕ НАГРУЗКИ

Горизонтальное залегание свит исключает возможность связать преобразование пород с тектоническими дислокациями. Формирование плавных, чрезвычайно пологих и плоских куполовидных и брахиантклинальных

¹ Эти породы мы изучали по материалам многочисленных скважин Союзной геологопоисковой конторы Главгаза.

ных структур, флексур и тому подобных образований, свойственных платформенным областям и наблюдающихся в древних свитах рассматриваемого района, несомненно сопровождалось возникновением напряжений, которые могут рассматриваться как возможная причина преобразования. Уровень наших знаний о механизме и длительности формирования таких структур не позволяет численно оценить значение возникающих напряжений. Тем не менее, можно не сомневаться, что не они являются причиной рассматриваемых выше преобразований. В этом нас убеждает то, что формирование подобных структур в других областях и в отложениях других возрастов обычно не сопровождается сколь-либо заметными структурно-минералогическими преобразованиями.

Совокупность наблюдений за характером эпигенетических изменений пород в Приднестровье и Молдавии (скважины Каушаны и Мирное, Копелиович, 1958а, б) а также в ряде других изучавшихся нами разрезов (скважины в пределах Михайловской, Петровцевской, Зачепиловской, Калайдинской разведочных площадей центральных частей Днепровско-Донецкой впадины, Шебелинского газового месторождения, Арчединской, Астраханской, Редкинской и Поваровской опорных скважин) показала, что ведущим фактором в эпигенетическом преобразовании пород служит одностороннее давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ.

Как показали А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов, интенсивность эпигенетического преобразования пород, участвующих в строении разрезов Предверхолянского предгорного прогиба, обнаруживает прямую связь с глубиной их максимального погружения. В настоящее время такая зависимость для восточных районов Русской платформы прослежена В. Д. Шутовым (1960) по Сердобской опорной скважине и В. И. Муравьевым по мезозойским отложениям Прикаспийской низменности. В Западно-Сибирской низменности постепенно усиливающееся преобразование мезозойских отложений, в зависимости от глубины залегания, с широким развитием разнообразных аутигенных минералов и специфических структур, присущих эпигенетической стадии, установлено Г. Н. Перозин (1960, 1961), а в Южно-Минусинской впадине — Н. А. Лизалеком (1959).

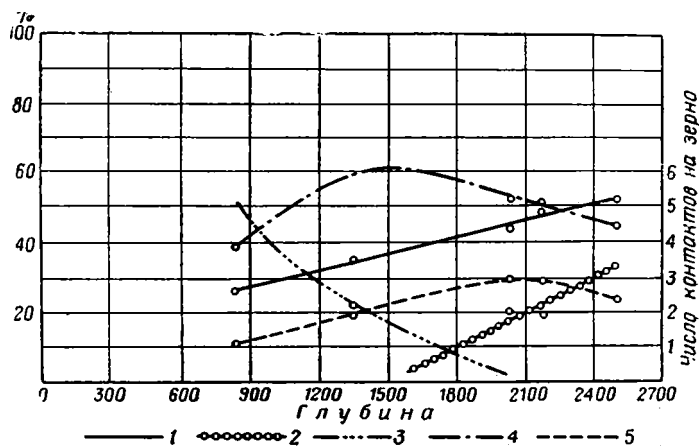
Связь интенсивности аутигенного минералообразования и структурных изменений пород с глубиной их погружения была констатирована многими американскими и английскими исследователями (Price, 1934; Sloss, Ferry, 1948; Taylor, 1950; Heald, 1955, 1956, 1959; Young, 1945, и др.).

Гилд (Heald, 1955) отмечает наличие микростилолитовых структур и сопутствующих им минеральных новообразований в песчаниках, залегающих на глубине до 4 км (13 тыс. футов), различного возраста — от кембрия до мела — в восточных районах США. Данных о минимальной глубине, на которой возникают подобные структуры, автор не приводит. Однако, указывая на присутствие микростилолитов в пенсильванских песчаниках западной Виргинии, которые, как полагают, не перекрывались осадками более чем на несколько тысяч футов, этот исследователь приходит к выводу, что процессы стилолитизации могут возникать и на не очень больших глубинах.

Тейлор (Taylor, 1950) на основании детальных исследований разреза юрских и меловых полимиктовых песчаников района Вайоминг установила закономерное изменение структурного облика песчаников в зависимости от глубины их погружения. Подсчеты автора показали, что число точек соприкосновения (контактов) между зернами, приходящихся на одно зерно, возрастает с глубиной (в интервале от 800 м до 2500 м — с 2,7 до 5,2), а относительная роль точечных контактов убывает (с 50% на глубине 800 м до нескольких процентов на глубине 2000 м). До глубины 2100 м закономерно увеличивается количество выпукло-вогнутых контактов. Значение стилолитовых контактов, появляющихся на глубине 1500 м, посте-

пенно возрастает, достигая на глубине 2500 м 34% от контактов всех типов (фиг. 23).

В Приднестровье древние толщи, выходящие на поверхность, стратиграфически перекрываются карбонатными породами силура, поэтому проследить последовательность перехода неизмененных терригенных пород в глубоко преобразованные не представляется возможным.



Фиг. 23. Изменение числа различного типа контактов песчаных зерен в песчаниках в зависимости от глубины их залегания
По Тейлор (Taylor, 1950)

1 — число контактов на зерно; контакты : 2 — сутурные; 3 — точечные;
4 — прямолинейные протяженные; 5 — выпукло-вогнутые

Тем не менее, наблюдения позволяют заметить, что с глубиной изменения пород постепенно усиливаются. Так, возрастает доля преобразованного в другие минералы биотита (мусковитоподобные слюды, хлорит), усиливается степень деформации зерен, значительно интенсифицируется развитие структур растворения под давлением, процессы альбитизации (деанортитизации) плагиоклаза, мусковитизации, регенерации зерен полевых шпатов и другие явления, рассмотренные выше, свидетельствующие о нарастании степени изменения пород с глубиной. Хотя в любой части разреза отмечено проявление всех рассмотренных выше этапов эпигенеза, однако интенсивность их развития в разных слоях различна. Наиболее глубоко и отчетливо этап массового растворения и регенерации выражен в породах могиловской свиты, усиливаясь в нижних ее слоях. Этап альбитизации и цеолитизации интенсивнее развит в ямпольских, ярышевских и джуржевских слоях. Каолинизация и диактитизация полнее всего проявляются в той же средней части разреза, а кальцитизация — в верхней (джуржевские — каниловские слои).

Характер изменения силурийских отложений мы не рассматриваем из-за специфичности процессов эпигенетического изменения карбонатных пород вообще. Однако следует отметить, что проявления вертикальной нагрузки широко выражены в этих породах не только в часто наблюдаемой вторичной перекристаллизации карбонатов и возникновении ряда вторичных аутигенных новообразований, но и в широком развитии стилолитов, достигающих в некоторых горизонтах значительных размеров (длина шпоров до 30 см) и обладающих своеобразной формой¹.

Зависимость интенсивности преобразования пород от глубины их погружения и, следовательно, от величины воздействующей на них статической нагрузки становится еще более отчетливой, если сравнить степень

¹ Стилолиты этого типа мы назвали «барьерными»

преобразования однотипных и разновозрастных пород Приднестровья и разрезов, вскрытых глубокими буровыми скважинами в Причерноморье и Молдавии (Мирное и Каушаны).

Песчаники могилевской свиты, вскрытые в Мирнинской скважине в интервале 1611—1544 м, а в Каушанской — с 1400 до 1385,5 м, глубоко изменены: у них высокая крепость и необычайная плотность, пористость их колеблется от 1,9 до 5% и в среднем составляет около 2,7%, приближаясь к пористости изверженных и метаморфических пород. Как показали микроскопические исследования песчаников (Копелиович, 1958а, 1958б), первичная обломочная форма зерен частично или полностью утрачена, структура пород местами имеет «бластосаммитовый», местами кварцито-видный и бластический облик и больше напоминает структуру метаморфических, чем осадочных пород. В отличие от пород могилевской свиты Приднестровья в рассматриваемых песчаниках несравненно шире распространены явления пластической деформации зерен, их дробление, бластическая перекристаллизация; явления конформного растворения развиты в них исключительно широко. Более часто отмечаются микростилолитовые и инкорпорационные соотношения зерен, очень редко встречающиеся в песчаниках приднестровских разрезов. В ряде участков возникает перекристаллизация новообразованных регенерационных кварцевых оболочек, последние становятся неотличимыми от обломочных зерен, и структура пород приобретает местами гранобластовый облик.

Глубокие структурные изменения сопровождаются более интенсивной перегруппировкой вещества с замещением одних минералов другими.

Большое распространение приобретают мусковит и мусковитоподобные слюдки, которые не только замещают биотит, но и широко развиваются по калиевым полевым шпатам и кварцу, иногда они замещают последние до состояния реликтов. Особенно ярко проявляется мусковитизация вдоль поверхностей стыка зерен при конформном, инкорпорационном, и особенно микростилолитовом их сопряжении.

В некоторых разновидностях часто встречаются микростилолиты вдоль поверхностей наложения и ассоциирующих с ними листочков мусковита и мусковитоподобных слюд, лепидобластически сопряженных с обломочными зернами, что приводит к преобразованию песчаников в своеобразные слюдяные или слюдистые сланцы (табл. XXXIII, 3, 6).

Крупные пластинки мусковита замещают мелкочешуйчатые серицитоподобные слюдистые агрегаты. Новообразованные калиевые полевые шпаты в этих породах пользуются ограниченным развитием и замещаются мусковитом и бесцветными слюдами. Значительно шире распространен новообразованный альбит, регенерирующий обломочные зерна (табл. XXXIII, 5).

Аутигенный кварц, образующий регенерационные оболочки, под влиянием давления соседних зерен частично растворяется и переотлагается, замещая иногда полевые шпаты и образуя псевдоморфозы по мусковитизированному биотиту. Несравненно шире, нежели в песчаниках из приднестровских разрезов, развит флюорит. Отмечаются явления замещения турмалина кварцем с образованием игольчатых кристаллов турмалина, по-видимому, представляющих собой остаточные формы, возникшие в результате кристаллографически избирательного растворения. Каолинитовые минералы, присутствующие в породах, представлены почти исключительно диккитом. Широко развит анкерит, выделения которого интенсивно замещают калиевые полевые шпаты, реже плагиоклаз, выполняют мелкие пустоты в породах и резорбируют новообразованный кварц.

Кварц и карбонаты нередко образуют тонкие вертикальные прожилки, рассекающие породы.

Как видно из приведенной краткой характеристики, песчаники могилевской свиты, вскрытые Мирнинской и Каушанской скважинами, преобра-

зованы значительно полнее и интенсивнее, чем в приднестровских разрезах. По интенсивности и полноте преобразования структур и исходного минерального состава эти породы обнаруживают значительное сходство, особенно в отдельных участках, с породами метаморфизованными, что дало нам основание охарактеризовать эти процессы преобразования как «холодный метаморфизм» (Копелиович, 1958б).

Современная глубина залегания отложений могилевской свиты (1500—1600 м) и других перекрывающих ее свит в указанных выше скважинах не может рассматриваться как максимальная глубина погружения интересующей нас территории, поскольку в геологическом разрезе обнаруживается значительный перерыв, охватывающий средний и верхний палеозой и большую часть мезозоя (от силура до мела). Нет сомнения, что в определенные геологические моменты древние свиты были погружены на большую глубину, чем в настоящее время, а накопившиеся толщи были размыты в предмеловое время. Во всяком случае, судя по характеру изменения мощностей древних свит (от Приднестровья к Молдавии и Причерноморью), несомненно, что и глубина погружения их в этом направлении непрерывно возрастала.

Таким образом, все приведенные данные как по Приднестровью, так и по другим районам позволяют рассматривать гравитационную нагрузку вышележащих толщ в качестве одного из ведущих факторов эпигенетического преобразования. Как показали термодинамические расчеты Н. А. Огильви (1956), растворимость минерального скелета породы прямо зависит от разницы между давлением, сжимающим этот скелет, и давлением, под которым находится заключенная в нем вода. Эта разница может достигать, по-видимому, значительной величины из-за огромных напряжений, возникающих между отдельными зернами при малых размерах поверхностей их соприкосновения (Копелиович, 1958а, б).

Необходимо отметить, что эти выводы противоречат некоторым имеющимся представлениям о малом значении метаморфизма нагрузки (Milch) или статического метаморфизма (Daly) в преобразовании пород (Лодочников, 1956; Тернер 1951).

Глубина, с которой проявляется интенсивное растворение обломочных минералов, составляющих каркас песчаных пород, непостоянна и зависит от ряда условий (в том числе и от возраста отложений). В результате этого процесса происходит широкое метасоматическое замещение одних минералов другими и развитие различных минеральных новообразований.

Т а б л и ц а 24

Средние величины геотермического градиента
(по данным Ф. Берга, 1956)

Территория	Максимальная глубина, м	Средний геотермический градиент, град/км		
		от	до	средн.
Африка . . .	3048	7,0	22,3	12,0
Канада . . .	2134	9,1	15,8	13,1
США	2743	18,6	39,0	25,8
Англия . . .	1200	13,3	79,0	34,4

По имеющимся данным, глубина составляет от 0,5—1,0 до 2—2,5 км. Гидростатическое давление столба воды на этих глубинах варьирует от 50—100 до 200—250 кг/см², а давление столба породы от 125—250 до 500—600 кг/см².

ТЕМПЕРАТУРА

Не менее существенным фактором эпигенетического преобразования является температура растворов. К сожалению, в настоящее время имеются крайне ограниченные данные для ее оценки.

Как известно, величина геотермического градиента для различных территорий варьирует в широких пределах (табл. 24).

Для различных районов Советского Союза средние температуры на глубине 1000 м и средний геотермический градиент в интервале 100—1000 м, по данным М. Ф. Белякова (1955), имеют следующие значения (табл. 25).

Т а б л и ц а 25

Геотермические наблюдения в буровых скважинах
(по М. Ф. Белякову, 1955)

Районы	Средняя температура на глубине 1000 м, °С	Средний геотермический градиент, град/км
Северный Кавказ (Грозненский район)	90,7	83
Дагестан	55,6	47
Западный Кавказ (Майкопский район)	50,4	40
Апшеронский полуостров	47,2	36
Западное Предкавказье	41,9	32
Донецкий бассейн	39,6	31
Эмба	41,4	30
Украина (западная часть)	31,4	23
Нижнее Поволжье	28,6	20
Самарская Лука	24,8	16
Башкирия	18,4	12
Белоруссия	23,4	12
Камское Приуралье	17,4	11
Кривой Рог	19,5	0,9

Для непосредственно интересующих нас юго-западных районов Русской платформы приводятся следующие значения геотермического градиента (в град/км).

Украинский кристаллический щит	8,3
Западный склон Украинского щита (Волыно-Подолія)	15,6
Молдавия	16,6
Западное Причерноморье	23,0

В Мирнинской опорной скважине температура на глубине 1000 м составляет 44° С, в Вишневской (Молдавия) — на такой же глубине 35°, а на глубине 1600 м — 46,5° С.

Таким образом, на интересующих нас глубинах (2—3 км) температура вряд ли превышала 75—80° С.

Однако насколько мы правомочны распространять современные данные на далекое геологическое прошлое?

Можно было бы предполагать, что в нижнем палеозое, а тем более в рифее температурный режим Земли был иным, а тепловой поток к ее поверхности более интенсивным. Но, как показали теоретические подсчеты Е. А. Любимовой (1959), уменьшение генерации тепла в результате

радиоактивного распада на протяжении последнего миллиарда лет не должно было привести к заметному уменьшению температуры. Следовательно, чисто теоретические соображения не дают оснований предполагать, что геотермический градиент в рифе и нижнем палеозое был, вообще говоря, заметно иным.

Вместе с тем и в настоящее время в ряде районов обнаруживаются значительно нагретые подземные воды, температура которых намного превышает ту, которую эти воды должны были бы иметь, исходя из геотермических расчетов. В восточном Предкавказье в некоторых глубоких скважинах были замерены температуры (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Результаты измерений температур в некоторых скважинах
восточного Предкавказья
(по данным В. Н. Корценштейна, 1960)

Структурное поднятие	№ скважины	Глубина за- мера темпе- ратуры, м	Температура, °С
Чкаловское	P-1	2263	134,5
»	P-1	2353	131,0
»	P-7	3400	155,0
»	P-7	2890	149,0
Прасковейское . . .	P-6	3460	161,0
»	P-10	2500	136,2
»	P-13	2459	134,8
»	P-15	2770	144,0
Озек-Суат	P-12	3440	163,9
Прасковейское . . .	P-20	3100	156,0
То же	P-29	2580	142,5
Зимняя Ставка . . .	P-15	3100	127,5
То же	P-16	3075	129,5

Причину столь высокой температуры вод хадумского горизонта В. Н. Корценштейн (1960) видит в своеобразии структурно-тектонических условий Предкавказья, наличии здесь глубоких депрессий (до 4—5 км), окаймляющих Ставропольское поднятие. Движущиеся подземные воды переносят тепло глубоких недр депрессий в сторону Ставропольского поднятия и других относительно приподнятых структур. Мощный покров майкопских глин со сравнительно низким коэффициентом теплопроводности играет роль теплоизоляционной покрывки. В результате возникает геотермически аномальный режим приподнятых структур.

Наличие в природе подземных вод с аномально высокой температурой и возможность значительных изменений геотермического режима ряда областей в связи с подъемом магматических масс и их внедрением в осадочный покров свидетельствуют о неудачности попыток установления температуры подземных вод в отдаленные геологические эпохи, исходя лишь из современных геотермических данных.

В этой связи особый интерес приобретают любые независимые методы и, в частности, термозвуковой метод определения температуры образования минералов, получивший в Советском Союзе широкое распространение благодаря исследованиям Н. П. Ермакова (1950).

Было предпринято термозвуковое исследование аутигенного кварца, регенерирующего обломочные зерна в песчаниках олчедаевского горизонта. В качестве объекта был выбран кварц, переполненный сингенетичными

включениями жидкости. Исследования проводились в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством Е. Е. Костылевой.

Как отмечает в своем заключении Е. Е. Костылева, кривая (резко выраженный максимум при температуре 230°C) значительно отличается от кривых, полученных при термозвуковом анализе кварца из различных гидротермальных жил, для которого характерно постепенное нарастание частоты растрескивания. По наличию резко выраженного максимума частоты растрескивания и некоторым другим чертам полученная кривая очень сходна с термозвуковой кривой аутигенного кварца, развитого в среднекаменноугольных известняках подольского горизонта из Подмоскovie, образование которого из низкотемпературных растворов в эпигенетическую стадию не вызывает сомнений.

К тем же результатам приводит термозвуковой анализ других эпигенетических минералов, возникающих в рассматриваемых толщах. Так, термозвуковые определения температуры образования галенита и сфалерита из шаровых фосфоритовых конкреций (калюсские слои) показали, что последняя составляет $50\text{--}60^{\circ}\text{C}$ (Фурман, 1954).

Таким образом, большинство имеющихся в настоящее время данных показывает, что процессы эпигенеза, в том числе глубинные его этапы, протекали при сравнительно невысокой температуре. Вряд ли последняя превышала $90\text{--}100^{\circ}\text{C}$.

Тем не менее, роль температуры в развитии процессов преобразования пород в эпигенезе огромна. Как известно, повышение температуры существенно ускоряет течение многих реакций. Согласно правилу Оствальда, принято считать, что повышение температуры системы на каждые 10°C приводит к удвоению скорости протекающего в ней процесса (Ферсман, 1934). Особенно существенно рост температуры воздействует на растворимость кварца, полевых шпатов и ряда других порообразующих минералов. Кроме того, диссоциация воды с повышением температуры заметно растет, в результате чего увеличивается концентрация водородных ионов в растворах и соответственно возрастает активность последних. Изменение же рН растворов сказывается не только на скорости реакций, но и на направлении их течения, в частности на направлении течения ряда окислительно-восстановительных реакций (Лебедев, 1957), играющих огромную роль в самых различных преобразованиях. Еще в 1920 г. Бекке на примере солевых месторождений показал, что во всякой серии осадочных пород, мощность которой достигает хотя бы только $500\text{--}1000\text{ м}$, внизу начинает сказываться влияние геотермического градиента вследствие повышения температуры процессов на $20\text{--}30^{\circ}\text{C}$. Такой «...геотермический метаморфизм... может и должен наблюдаться в более глубоких частях каждой серии осадочных пород и даже для Европейской части Союза должен быть принят во внимание» (Ферсман, 1922, стр. 135).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Влияние геологического времени на преобразование пород в эпигенетическую стадию было впервые отмечено нами на материалах изучения пород могилевской свиты Молдавии и Причерноморья (Копелиович, 19586). Процессы преобразования пород, как это следует из всех приведенных выше наблюдений, протекают весьма медленно, поэтому интенсивность и полнота изменения пород находится в прямой зависимости от времени, т. е. от продолжительности их пребывания в соответствующих термодинамических условиях (Копелиович, 19586). Однако время, как таковое, не является причиной эпигенеза, о чем свидетельствует тот общеизвестный факт, что древние породы, в том случае, если они не погружались на заметную глубину, не преобразуются сколько-нибудь заметно (синие глины, надламнаритовые и гдовские песчаники в Прибалтике).

Таким образом, фактор времени приходится рассматривать лишь как «дление», интегрирующее те минимальные изменения, которые совершаются в породах в течение коротких временных отрезков, под влиянием давления и температуры, а также других факторов.

Влияние времени становится отчетливо заметным при сравнении интенсивности изменения однотипных пород в разновозрастных толщах, погруженных на одну и ту же глубину.

В то время как песчаные отложения рифея на глубинах более 1500—1700 м интенсивно преобразованы и повсеместно превращены в кварцитовидные породы с развитием структур растворения под давлением, с широким проявлением процессов регенерации кварца, полевых шпатов, с возникновением разнообразных аутигенных минералов, в том числе мусковита и серицита вследствие метасоматических преобразований¹, в среднедевонских песчаных отложениях на глубинах около 1700—2000 м эти изменения вовсе отсутствуют или проявляются значительно слабее в отдельных прослоях (скважины Саратовской обл., материалы Г. С. Грицаенко).

В верхнедевонских отложениях Днепровско-Донецкой впадины и Русской платформы (Арчеда) заметно эпигенетически преобразованные песчаники отмечаются лишь глубже 2000 м. В каменноугольных и пермских песчаниках глубокое преобразование, сравнимое по интенсивности с преобразованием рифейских пород, констатируется на глубинах около 2500—3000 м. Для меловых отложений, судя по данным Г. Н. Перозю (1960), существенное изменение пород начинается с 2050 м, а значительное — ниже 2500 м. В аркозовых песчаниках среднего и верхнего миоцена Калифорнии Ч. М. Жильберт (Gilbert, 1949) указывает на широкое развитие микростиллитовых структур на глубинах 2500—3400 м. В песчаниках продуктивной свиты Апшерона достаточно заметных изменений кластогенного скелета песчаных пород нами не обнаружено и на глубинах около 4600 м².

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Выяснение значения подземных вод в эпигенетическом преобразовании пород представляет одну из труднейших задач проблемы эпигенеза.

Подземные воды являются, несомненно, активнейшим фактором эпигенетических процессов. Многие исследователи, однако, рассматривают подземные воды как внешний по отношению к породе фактор, а растворенные в них соли как изначально присущее водам вещество, состав и концентрация которого не изменяются во времени при перемещении вод в породах. С этой точки зрения взаимоотношение вод с веществом пород всецело определяется их минерализацией и щелочно-кислотными свойствами: воды являются активным преобразующим началом, а породы — пассивной изменяемой средой.

Между тем минерализация и соотношения солей в водах, медленно перемещающихся по породам и находящихся в длительном с ними контакте и взаимодействии, непрерывно видоизменяются. Однако изменяется не только химический состав, но и реакционная способность вод в результате влияния температуры и давления. Как известно, эти параметры существенно сказываются на степени диссоциации водных растворов и сама мера их щелочно-кислотных свойств (рН), установленная для поверхностных условий, не приложима для условий с заметно иными значениями

¹ Древние свиты в приднестровских разрезах, Каушанской, Мирнинской, Ярепской скважинах, по нашим наблюдениям, и Сердобской скважине, по данным В. Д. Шутова.

² Необыкновенная устойчивость песчаников продуктивной свиты Апшерона к эпигенетическим преобразованиям обусловлена, помимо кратковременности воздействия давления, базальным характером цемента, скрепляющего обломочные зерна.

температуры и давления. Для иллюстрации этого положения приведем следующий пример.

Как известно, ионное произведение чистой воды K_w при температуре 22°C составляет 10^{-14} , а при температуре 100°C — 10^{-12} . Так как в том и другом случаях раствор нейтрален, а следовательно $(\text{H}) = (\text{OH})$, концентрация водородных ионов и pH составляют соответственно:

$$\begin{array}{ll} \text{при } 22^\circ\text{C} = 10^{-7} & \text{pH} = -\lg C = 7 \\ \text{при } 100^\circ\text{C} = 10^{-6} & \text{pH} = -\lg C = 6. \end{array}$$

Следовательно, при температуре 100° , pH нейтрального водного раствора составляет 6, а не 7. Таким образом, для растворов с повышенной температурой должна быть принята иная шкала щелочно-кислотных свойств, заметно отличная от применяемой для обычных условий. На степень диссоциации водных растворов вообще и водных растворов электролитов существенно влияет давление. Оуэн и Бринкли (Owen, Brinkley, 1941), основываясь на результатах определения парциальных мольных объемов NaCl , HCl и NaOH в воде при различных температурах, вычислили изменение (табл. 27) константы ионного равновесия воды; $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$ при давлениях до 1000 бар (1 бар = 0,986924 атм = 1,019716 кг/см²). Результаты этих вычислений приведены в табл. 27.

Т а б л и ц а 27

Влияние давления на ионное равновесие
 $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}^-$ (чистая вода)

P, бар	KN (p) : KN (1 атм)				
	5°	15°	25°	35°	45°
1	1	1	1	1	1
200	1,246	1,225	1,202	1,180	1,163
400	1,543	1,490	1,435	1,384	1,345
600	1,896	1,800	1,703	1,612	1,545
800	2,317	2,163	2,009	1,868	1,766
1000	2,816	2,585	2,358	2,154	2,009

Таким образом, с ростом давления и температуры степень диссоциации воды увеличивается. Оуэн и Бринкли произвели расчеты влияния давления и на другие ионные равновесия. Во всех рассмотренных случаях повышение давления приводит к увеличению степени диссоциации электролитов.

Экспериментальные исследования изменения проводимости водных растворов электролитов при давлениях до 11000 кг/см² показали наличие максимума проводимости (Zisman, 1932); этот максимум, по-видимому, обусловлен, с одной стороны, увеличением степени диссоциации, с другой — ростом вязкости воды при повышении давления. Для сильных электролитов введение поправки на изменение вязкости приводит к почти постоянной величине проводимости, что свидетельствует о полной их диссоциации (Гоникберг, 1953).

По данным Б. Н. Рыженко и Н. А. Хитарова, pH чистой воды при 700°C и 2800 атм составляет 4,4. По химической активности в этих условиях вода будет соответствовать 0,00004 N раствору HCl (Рыженко и Хитаров, 1961).

Не вызывает сомнения, что в условиях повышенной температуры и высокого давления, свойственных зонам эпигенеза, минералы возникают при значениях pH , существенно отличных от поверхностной зоны. В этом нас

убеждает частое сонахождение аутигенных каолинита, диккита и кальцита. При этом кальцит образуется за счет перекристаллизации седиментогенного известкового цемента в некоторых песчаниках (Приднестровье), совместное образование аутигенных каолинита и доломита наблюдалось нами в некоторых верхнедевонских карбонатных породах Ухты.

Несомненно, что на ход минералообразования влияют не только щелочно-кислотные свойства среды (pH), но также химизм раствора, давление, температура и некоторые другие параметры, учесть которые при нынешнем уровне наших знаний природных процессов не представляется возможным. Из сказанного очевидно, насколько мало обоснованы попытки некоторых исследователей характеризовать щелочно-кислотную обстановку сред аутигенного минералообразования в зонах эпигенеза численными значениями pH , исходя из минералов, которые в этой обстановке возникают. При этом постулируется, что pH образования этих минералов в природе такой же, как pH устойчивости этих минералов в лабораторных обстановках или в условиях поверхностной зоны. Вся сложность эпигенетического минералообразования, его многообразие и богатство сводятся лишь к вариации щелочно-кислотных свойств интерстиционных растворов и подземных вод (Абрамова, 1945; Ермолова, 1952, 1956 и др.).

Взаимодействие вод с веществом пород представляет самостоятельную проблему, охватывающую также вопросы формирования их солевого состава. Большинство ее сторон до сих пор неясно и не может рассматриваться в данной работе.

Представляется возможным коснуться лишь некоторых вопросов этой проблемы. В условиях, когда общее движение водных растворов в виде направленных потоков происходит медленно, трансляционное движение ионов и молекул воды раствора, т. е. диффузия и самодиффузия, приобретает особое значение в явлениях переноса.

В эпигенетическую стадию, как было показано выше, в этапы, соответствующие медленному прогрессивному погружению пород и накоплению осадков, не возникает условий для активного перемещения вод, так как в этом случае отсутствует область разгрузки. В эти этапы решающее значение приобретают процессы диффузии и самодиффузии. Система вода — порода носит замкнутый характер. Минерализация вод, их щелочно-кислотные свойства и окислительно-восстановительный потенциал будут в основном определяться составом пород и, в несравненно меньшей мере, изначальным составом вод, поскольку масса вещества, растворенного в воде, неизмеримо меньше массы вещества породы. Аналогичная картина будет наблюдаться для зон с застойным водообменом.

Для этапов эпигенеза, связанных с относительным подъемом территории и возникновением активной циркуляции вод через осадочную толщу, влияние начальной минерализации и некоторых свойств будет, по-видимому, более ощутимо сказываться на направлении и ходе эпигенетических преобразований.

Таким образом, интенсивность воздействия вод на вмещающие породы в значительной степени определяется скоростью их перемещения, т. е. гидрогеологическим режимом рассматриваемой территории и литологическими особенностями строения разреза.

При диффузионном перемещении вещества в водах, насыщающих породы, щелочно-кислотные свойства интерстиционных растворов будут в значительной мере определяться свойствами пород, точнее щелочно-кислотными свойствами, которые создают породообразующие минералы при их растворении в воде. Эту особенность эпигенетического преобразования отчетливо подчеркнули Пекхем и Крук (Packham, Crook, 1960). Основываясь на исследованиях Файфа, Верхугена, Стивенса, Карона и других ученых, Пекхем и Крук указывают на невозможность значительных отклонений pH растворов от нейтрального уровня. Так как большинство поро-

дообразующих минералов характеризуется нейтральным или щелочным pH суспензии (кварц, полевые шпаты, биотит, кальцит, доломит, некоторые хлориты, цеолиты, вермикулиты) и лишь немногие кислой (ангидрит, барит, каолинит), то, надо полагать, что интерстиционные воды большей частью будут характеризоваться слабощелочными свойствами. Вместе с тем на pH растворов в значительной степени будет влиять содержание ионов HCO_3^- .

Как известно, многие минералы содержат в форме дисперсных включений пузырьки жидкости и газа. При массовом растворении обломочных, зерен кварца и полевых шпатов в раствор будут переходить не только основные элементы, слагающие кристаллическую решетку, но и заключенные в них дисперсные включения, в том числе жидкие и газообразные, которые также могут сказаться на щелочно-кислотных свойствах интерстиционных растворов.

Этим, видимо, объясняется тот факт, что pH некоторых минералов в одних случаях обнаруживает кислую среду суспензии, в других нейтральную (кварц, опал) или даже щелочную (монтмориллонит).

Следует отметить, что ход аутигенного минералообразования отнюдь не определяется исключительно и всецело щелочно-кислотными свойствами растворов. Как показал Гамлей (Hamley, см. Packham, Crook, 1960), калиевые полевые шпаты могут возникать и быть стабильными в кислой среде при условии, что концентрация K^+ в растворе достаточно высока.

Цзень Е-Ань (Zen E-An, 1959) наблюдал в современных карбонатных осадках вблизи берегов Перу и Чили вулканические стекла, замещенные кальцитом и каолинитом, взаимоотношения которых указывают на одновременное образование этих двух минералов.

О РОЛИ ДИФфуЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА

По существующим представлениям, миграция вещества в породах происходит путем гидродинамического перемещения в них подземных вод, которые являются истинными или коллоидными растворами. С этой точки зрения интенсивность миграции всецело обусловлена скоростью перемещения подземных вод и концентрацией в них тех или иных солей. Стало быть, миграция вещества в конечном счете определяется гидродинамическими факторами. Ряд теоретических соображений и геологических наблюдений над эпигенетическим преобразованием пород указывает на необходимость критического рассмотрения этих представлений.

Прежде всего отметим, что характер вторичных изменений — типы возникающих аутигенных минеральных парагенезисов и последовательность их развития — обычно совершенно одинаков в песчаниках, образующих мощные и выдержанные по простиранию пласты, и в пропластках этих пород, тонко перемежающихся с пропластками и слоями аргиллитов, а также и в отдельных песчаниковых изолированных линзах, включенных в аргиллитовые слои. Даже в микроскопических пропластках и линзочках, как правило, удается заметить проявления различных этапов эпигенеза, тех же, что и в крупных геологических телах. Изучая изменение обломочных зерен, составляющих обычную примесь в глинистых породах, нередко можно наблюдать их замещение различными вторичными минералами, хлоритом, каолинитовым веществом и кальцитом. При этом во вмещающей основной массе глинистой породы отсутствуют какие-либо прожилки или трещинки со следами минерализации, которые могли бы рассматриваться как пути проникновения растворов.

Анализируя характер вторичных изменений песчаных пород разреза в целом, мы нигде не встречаем такие данные, которые свидетельствовали бы о роли глинистых пород как «изолятора» и о их непроницаемости для перемещения вещества.

Особенно поразительна та несомненно эпигенетическая минерализация, которая наблюдается в шаровых фосфоритовых конкрециях, заключенных в мощной толще аргиллитов калюсских слоев.

Выше уже отмечалось, что большая часть минералов, выполняющих радиальные и центральные полости в этих конкрециях, отмечается также и в песчаниках; эти минералы развиваются в конкрециях в такой же последовательности, как и в песчаниках (кварц, диккит, марганецсодержащий кальцит).

Поскольку глинистые породы непроницаемы для активного (гидродинамического) перемещения вод, наблюдаемые факты указывают на существенную роль в миграции вещества диффузионных процессов. Об этом же свидетельствует ряд других фактических наблюдений. Преобразование песчаников в водонепроницаемые породы, пористость которых измеряется единицами процентов, и последующее замещение составляющих их компонентов поздними вторичными минералами указывают на то, что если на первых порах преобразования песчаники служили путями активного движения подземных вод, то по мере уменьшения их пористости и водопроницаемости в результате эпигенетических изменений возможность перемещения вещества вместе с движущейся водой постепенно уменьшалась. В поздние этапы эпигенеза перемещение вещества в этих породах могло протекать лишь в диффузионной форме.

Изучение состава нитевидных прожилков, секущих песчаники могилевской свиты в районе р. Дерло, показало изменчивость их минерального состава и тесную зависимость последнего от минерального состава зальбандов. Так, при пересечении прожилком юбломочных зерен кварца состав прожилка — кварцевый, при пересечении зерен микроклина прожилок заполняется аутигенным микроклином, а в зернах плагиоклаза прожилок обычно приобретает кальцитовый состав. Таким образом, и в трещинных образованиях существенную роль играют, по-видимому, диффузионные процессы.

С явлениями диффузии связан, по всем данным, ряд особенностей перераспределения вещества, наблюдаемого в эпигенезе. Прежде чем рассмотреть вопросы, связанные с диффузией, необходимо коснуться некоторых сторон современных представлений о структуре водных растворов.

Как известно, вода обладает подвижной квазикристаллической структурой, соответствующей тетраэдрической структуре льда (Bernal, Fowler, 1933). В воде каждая молекула стремится соединиться водородными связями с четырьмя соседними молекулами. Сам факт существования упорядоченности в расположении частиц жидкости был обнаружен при помощи изучения рассеяния жидкостями рентгеновских лучей. При этом было установлено, что в расположении частиц в жидкостях существует только ближняя упорядоченность, а дальняя отсутствует. В жидкостях упорядоченность во взаимном расположении частиц нарушается их тепловым движением. В результате ряда исследований, главным образом Я. И. Френкеля, установлено, что тепловое движение частиц жидкости состоит из колебаний их около некоторых положений равновесия и скачкообразных перемещений из одного положения равновесия в другое соседнее. Второй вид движения называют трансляционным. Он соответствует самодиффузии частиц и влияет на свойства жидкостей. Трансляционное движение частиц представляет активированные скачки: для того чтобы частица вышла из одного положения равновесия и перескочила в соседнее, она должна обладать энергией, достаточной для преодоления притяжения соседних частиц — энергией активации трансляционного перемещения. Если эта энергия в расчете на моль равна E , то частота активированных скачков или среднее число скачков, совершаемое каждой частицей, за одну секунду:

$$J = J_0 e^{-\frac{E}{RT}},$$

где J_0 — предэкспоненциальный множитель, приближенно равный частоте колебаний частицы около временного положения равновесия; R — универсальная газовая постоянная; T — абсолютная температура; E — энергия активации самодиффузии (ккал на моль вещества).

Величина, обратная $J, \frac{1}{J} = \tau$, представляет собой среднее время, которое каждая частица жидкости проводит в одном положении равновесия:

$$\tau = \tau_0 e^{\frac{E}{RT}}.$$

В чистой воде при 25° С, по данным О. Я. Самойлова (1957), период колебания молекул воды (τ_0) составляет $1,4 \cdot 10^{-12}$ сек, а число колебаний в секунду — $8 \cdot 10^{11}$. Среднее время пребывания молекулы в одном временном положении равновесия составляет $1,7 \cdot 10^{-9}$ сек, а средняя частота активированных скачков приблизительно равна $5,9 \cdot 10^8$ или около 600 млн. скачков в секунду. Энергия активации самодиффузии E составляет для воды 4,6 ккал/моль.

Изучая структуру разбавленных водных растворов электролитов, О. Я. Самойлов показал, что гидратацию ионов следует рассматривать не как связывание ионами того или другого числа молекул воды (с образованием «водной шубы»), а как энергетическое взаимодействие ионов растворенных веществ с молекулами воды. Во многих случаях ионы замещают молекулу воды в четверной координации квазикристаллической сетки воды, искажая ее структуру.

Присутствие в растворе ионов изменяет энергию активации самодиффузии и, следовательно, частоту трансляционных скачков. Одни ионы ослабляют трансляционные движения молекул воды, другие усиливают. Стало быть, гидратацию ионов в растворах можно в общем рассматривать как действие ионов на трансляционное движение ближайших молекул воды раствора. Ионы, ослабляющие это движение, характеризуются положительной гидратацией, а ионы, его усиливающие, — отрицательной.

Изменение значения энергии ближней гидратации (ΔE) является, следовательно, характеристикой прочности связи ионов с ближайшими молекулами воды (табл. 28).

Т а б л и ц а 28

Значение энергии ближней гидратации ионов
(по данным О. Я. Самойлова, 1957)

Ионы	Энергия, ккал/г-ион	Ионы	Энергия, ккал/г-ион	Ионы	Энергия, ккал/г-ион
Li	+0,73	CO ₃ ²⁻	+0,87	Cl ⁻	-0,27
Na ⁺	+0,25	HCO ₃ ⁻	+0,70(?)	Br ⁻	-0,29
K ⁺	-0,25	SO ₄ ²⁻	+0,12	I ⁻	-0,32
Cs ⁺	-0,33	HS ⁻	+0,11		
Mg ²⁺	+2,61	HSO ₄ ⁻	-0,05		
Ca ²⁺	+0,45				

Таким образом, в водном растворе ионы с положительной гидратацией уменьшают, а ионы с отрицательной гидратацией увеличивают частоту трансляционных скачков молекул воды, а также скорость самодиффузии ионов и молекул воды.

Для выяснения в природных условиях роли процессов самодиффузии в перемещении вещества большой интерес представляет оценка скоростей самодиффузии различных ионов и молекул воды в водных растворах и со-

ответственно расстояний, проходимых этими частицами за определенные отрезки времени. Важно также сравнить эти скорости со скоростью фильтрационного перемещения вод в водопроницаемых пластах горных пород.

Как указывалось выше, для чистой воды при 25° С энергия активации самодиффузии составляет 4,6 ккал/моль, средняя частота трансляционных скачков в одну секунду $5,9 \times 10^8$, а длина скачка 2,8 Å¹.

Путь, проходимый каждой молекулой за одну секунду, соответственно составляет:

$$2,8 \cdot 5,9 \cdot 10^8 \cdot 10^{-8} = 16,5 \text{ см.}$$

Если бы молекула воды перемещалась прямолинейно, то полученные числа соответствовали бы расстоянию, на которое рассматриваемая частица удалилась от исходного положения за одну секунду, т. е. представляли собой ее скорость. Однако молекулы воды и ионы движутся беспорядочно и совершают исключительно сложный путь, направление которого меняется в течение секунды сотни миллионов раз. Хотя проследить весь путь, проходимый такой частицей, нельзя, но определить так называемое среднее смещение, представляющее собой среднее значение расстояния, на которое данная частица удалится от исходного положения за некоторый определенный промежуток времени, можно. Среднее смещение, стало быть, и есть средняя величина прямолинейного поступательного перемещения молекулы или иона за единицу времени в результате самодиффузии. При отсутствии внешних сил среднее смещение частицы в разные стороны равновероятно.

Как показал А. Эйнштейн, среднее смещение частиц связано с их кинетическим движением и определяется следующей формулой:

$$\bar{\Delta}^2 = \frac{2KT}{6\pi\eta r} t,$$

где: K — константа Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град.; T — абсолютная температура в градусах С; η — вязкость в пз ($\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \text{сек}^{-1}$); r — стоксовский радиус частицы (в см); t — время (сек). При температуре 20° С вязкость воды составляет 1,0005 смпз , а при 50° С — 0,555 смпз (Киреев, 1955).

Величина квадрата среднего смещения частиц в водном растворе при температурах 20° и 50° С за одну секунду составляет соответственно:

$$\text{при } 20^\circ \quad \bar{\Delta}^2 = \frac{2 \cdot 1,38 \cdot 10^{-16} \cdot 293 \cdot 1}{6 \cdot 3,14 \cdot 0,01 \cdot 10^{-8}} = \frac{42,92 \cdot 10^{-6}}{r} \text{ см}^2,$$

$$\text{при } 50^\circ \quad \bar{\Delta}^2 = \frac{2 \cdot 1,38 \cdot 10^{-16} \cdot 323 \cdot 1}{6 \cdot 3,14 \cdot 0,00555 \cdot 10^{-8}} = \frac{85,26 \cdot 10^{-6}}{r} \text{ см}^2.$$

Среднее смещение молекул воды, радиус которых может быть принят равным 1,4 Å, составляет в секунду:

$$\text{при } 20^\circ \quad \bar{\Delta}^2 = \frac{42,92 \cdot 10^{-6}}{1,4} = 30,55 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2.$$

$$\text{Соответственно} \quad \bar{\Delta} = \sqrt{30,55 \cdot 10^{-6}} = 5,53 \cdot 10^{-3} \text{ см.}$$

$$\text{При } 50^\circ \quad \bar{\Delta}^2 = \frac{85,26 \cdot 10^{-6}}{1,4} = 50,90 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2.$$

$$\text{Соответственно} \quad \bar{\Delta} = \sqrt{50,90 \cdot 10^{-6}} = 7,13 \cdot 10^{-3} \text{ см.}$$

¹ По данным О. Я. Самойлова, большое значение имеет движение молекул воды по каналам структуры, в связи с чем эффективная длина скачков может оказаться значительно большей и соответственно длиннее путь, проходимый молекулой за одну секунду.

Полученные значения среднего смещения молекул воды по своему порядку соответствуют экспериментальным данным Бана (Wang, 1954), согласно которым коэффициент самодиффузии воды составляет около $23 \times 10^{-6} \text{ см}^2/\text{сек}$ (коэффициент самодиффузии, как известно, равен $\frac{1}{2} \bar{\Delta}^2$).

Для различных ионов значения среднего смещения в единицу времени могут быть вычислены непосредственно по приведенной выше формуле. Величины стоксовских радиусов (в Å) для разных ионов, по данным Дармуа (Darmon, 1946), приведены ниже (табл. 29).

Таблица 29

Величины стоксовских радиусов (в Å)
(по данным Е. Дармуа)

Ионы	Стоксовский радиус	Ионы	Стоксовский радиус
Na ⁺	1,76	Cl ⁻	1,17
K ⁺	1,19	J ⁻	1,16
Ba ²⁺	2,78	SO ₄ ²⁻	2,24
Ca ²⁺	3,00	CO ₃ ²⁻	2,55
Mg ²⁺	3,32		

Значения среднего смещения могут быть также получены из отношений длительности пребывания в одном временном положении равновесия данного иона и молекулы воды в структуре воды (табл. 30).

Таблица 30

Отношения $\frac{\tau_i}{\tau}$ (по данным О. Я. Самойлова)

Ионы	ΔE , ккал/моль	$\frac{\tau_i}{\tau}$	Ионы	ΔE , ккал/моль	$\frac{\tau_i}{\tau}$
Li ⁺	+0,73	1,46	Br ⁻	-0,29	0,77
Na ⁺	+0,25	1,22	J ⁻	-0,32	0,75
K ⁺	-0,25	0,96	HSO ₄ ⁻	-0,05	0,70
Rb ⁺	-0,30	0,84	Mg ²⁺	+2,61	1,48
Cs ⁺	-0,33	0,68	Ca ²⁺	+0,45	1,23
Cl ⁻	-0,27	0,79			

Используя приведенные данные, можно вычислить по формуле А. Эйнштейна значения среднего смещения разных ионов в результате их самодиффузии за разные временные интервалы (табл. 31). Значения среднего смещения разных частиц в разбавленных водных растворах получены при температуре 20° С.

Величины среднего смещения, вычисленные из экспериментальных определений коэффициентов самодиффузии разных ионов, по своему численному значению близки к значениям, приведенным в табл. 31. Порядок их соответствует $n \cdot 10^{-3} \text{ см/сек}$ (табл. 32). Таким образом, теоретически полученные значения среднего смещения, хотя и не могут претендовать на значительную точность, все же дают правильную оценку искомых величин.

Скорость самодиффузии и величины смещения частиц в реальных горных породах, несомненно, меньше приведенных выше значений. Чтобы оценить, насколько полученные значения приложимы к породам, необ-

ходимо обратиться к экспериментальным определениям коэффициентов диффузии в горных породах. Коэффициент диффузии, характеризующий в этом случае «степень трудности», с которой ионы мигрируют через пористую среду при своем беспорядочном движении, определяется не только свойствами переносящей среды, но также конфигурацией и размерами пор в породах.

Таблица 31

Значения среднего смещения частиц в результате их самодиффузии за разные временные интервалы

Частицы	Среднее смещение								
	За секунду (с.м)	За час (с.м)	За сутки (с.м)	За год (с.м)	За столетие (м)	За тысячелетие (м)	За млн. лет (м)	За 10 млн. лет (м)	За 100 млн. лет (км)
H ₂	0,00553	0,33	1,63	31,02	3,10	9,79	310,23	978,81	3,10
Li ⁺	0,0038	0,23	1,12	21,32	2,13	6,73	213,18	672,60	2,13
Na ⁺	0,0049	0,29	1,44	27,49	2,75	8,67	274,89	867,30	2,75
K ⁺	0,0060	0,36	1,77	33,66	3,37	10,64	336,60	1064,00	3,37
Rb ⁺	0,0066	0,40	1,94	37,03	3,70	11,68	370,26	1168,20	3,70
Cs ⁺	0,0081	0,49	2,38	45,44	4,54	14,34	454,41	1433,70	4,54
Cl ⁻	0,0070	0,42	2,06	39,27	3,93	12,39	392,70	1239,00	3,93
Br ⁻	0,0072	0,43	2,12	40,39	4,04	12,74	403,92	1274,40	4,04
J ⁻	0,0074	0,44	2,18	41,51	4,15	13,10	415,14	1309,80	4,15
Mg ²⁺	0,0036	0,22	1,06	20,20	2,02	6,37	201,96	637,20	2,02
Ca ²⁺	0,0045	0,27	1,34	25,24	2,52	7,96	252,45	796,50	2,52
HSO ₄ ⁻	0,0079	0,47	2,32	44,32	4,43	13,98	443,19	1398,30	4,43
SO ₄ ²⁻	0,0044	0,26	1,29	24,68	2,47	7,79	246,84	778,80	2,47
CO ₃ ²⁻	0,0041	0,25	1,21	23,00	2,30	7,26	230,01	725,70	2,30

Для песчаников, по данным Ньютона и Роунда (1961), коэффициент диффузии иодида натрия составляет $5,3 \cdot 10^{-6}$ см²/сек, что соответствует среднему смещению в $3,3 \cdot 10^{-3}$ см/сек, т. е. оно того же порядка, что и в воде.

Таблица 32

Коэффициенты самодиффузии некоторых ионов по экспериментальным данным

(Wang, Kennedy, 1950; Mills, Kennedy, 1953; Matuura, Shimozawa, 1955)

Ионы	$D \cdot 10^6$	$\Delta = \sqrt{2D}$	По формуле А. Эйнштейна
Na ⁺	1,34	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
K ⁺	2,06	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Ca ²⁺	0,79	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Cl ⁻	0,79	$4,0 \cdot 10^{-3}$	—
	2,03	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$
	2,04	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$

Изучение процессов диффузии солей в глинистых породах, производившееся В. А. Приклонским и Н. А. Окниной (1960) в условиях неустановившегося диффузионного потока, показало, что эти процессы зависят

главным образом от влажности и степени уплотненности пород. Коэффициент диффузии Cl -иона для исследовавшихся образцов хвалыньских глин с ненарушенной структурой варьирует от 0,368 (влажность 42%) до 0,08 $\text{см}^2/\text{сутки}$ (влажность 27%). В спондиловых глинах, по данным этих же исследователей, величина коэффициента диффузии Cl -иона находится в прямой зависимости от содержания карбонатов, уменьшаясь от 0,404 (карбонатов 36%) до 0,143 $\text{см}^2/\text{сутки}$ (карбонатов 5%). Судя по приведенным данным, величина среднего смещения ионов хлора при их самодиффузии в глинистых породах колеблется от 0,4 до 0,9 $\text{см}/\text{сутки}$, т. е. скорость диффузии снижается, если сравнивать с самодиффузией в воде, от 2,5 до 5 раз. Можно полагать, что в значительно более плотных глинистых породах среднее смещение уменьшается не более чем на один-два порядка. Следовательно, с уменьшением пористости и проницаемости осадочных пород скорость самодиффузии в них уменьшается. Однако при этом значительно быстрее снижается фильтрационная способность этих пород. В водонепроницаемых породах существует ионная диффузия, скорость которой, по-видимому, лишь на один-два порядка ниже скоростей, приведенных в табл. 31.

Как известно, при взаимодействии воды с активными центрами частиц породы ближайшие к твердой поверхности молекулы воды оказываются в ориентированном состоянии. Свойства ориентированной пленочной воды в породах во многом отличны от свойств ее в объемной фазе и, в частности, вязкость жидкости в тонких пленках больше. Как показали исследования А. А. Анаяна (1960), в водонепроницаемых породах лишь часть воды подвергается ориентирующему воздействию активных центров минеральных частиц породы, при этом даже пленочная вода является подвижной. Она способна перемещаться под влиянием сил электроосмоса от анода к катоду и, следовательно, в ней возможно диффузионное перемещение вещества.

Таким образом, несмотря на то, что скорости самодиффузии частиц в осадочных породах существенно меньше, нежели в чистой воде, данные табл. 32 могут быть с некоторыми определенными поправками использованы для следующих выводов.

Расстояние в определенном направлении по прямой, на которой возможно перемещение вещества путем самодиффузии, ограничено. Оно измеряется первыми миллиметрами за час, сантиметрами в сутки, дециметрами в год, метрами за тысячелетие и сотнями метров за миллионы лет. Самодиффузия на первые километры может протекать лишь за сотни миллионов лет, т. е. за геологически огромные промежутки времени. Линейная скорость диффузии во времени, как это следует из формулы А. Эйнштейна, пропорциональна $t^{-0,5}$, где t — время.

Рост температуры значительно ускоряет процессы самодиффузии. С повышением температуры скорость диффузии возрастает от 2 до 3,5% на каждый градус (Garrels, Dreyer, Howland, 1949).

Повышение давления также сказывается на скорости диффузии, так как вязкость жидкости при этом возрастает. Однако для воды, вследствие ее структурных особенностей, характерно сравнительно небольшое изменение вязкости при повышении давления (табл. 33).

Миграция вещества в результате самодиффузии и диффузии на малые расстояния (сантиметры) или за короткие отрезки времени (сутки) протекает с большой скоростью, превосходящей скорости фильтрации подземных вод в платформенных артезианских бассейнах. Эти процессы, стало быть, могут обусловить лишь перераспределение вещества в породах. Существенный привнос и вынос вещества по пласту может осуществляться лишь активно перемещающимися подземными водами. В условиях застойного гидрогеологического режима, когда основную роль в процессах миг-

рации вещества приобретают процессы самодиффузии, преобразование пород протекает по типу почти замкнутой системы.

За геологически длительные промежутки времени, измеряемые миллионами, десятками и первыми сотнями миллионов лет (эпохи и периоды), перенос вещества путем самодиффузии и диффузии может осуществляться на расстояния, измеряемые сотнями метров или даже первыми километрами. В этом случае в силу анизотричности осадочных горных пород (малая мощность при значительных размерах в других двух измерениях) возможны существенные перемещения вещества в вертикальном направлении, иными словами, может протекать обмен веществом между различными переслаивающимися в платформенном осадочном чехле горными породами (катагенез А. Е. Ферсмана).

Т а б л и ц а 33

Относительная вязкость воды *
(по П. В. Бриджмену, 1935)

Давление, кг/см ²	Относительная вязкость			
	0°	10,3°	30°	75°
1	1,000	0,779	0,448	0,222
1000	0,921	0,743	0,514	0,239
2000	0,957	0,754	0,550	0,258
3000	1,024	0,791	0,599	0,278
4000	1,114	0,842	0,658	0,302
6000	1,317	0,981	0,786	0,367
8000	—	1,152	0,923	0,445
10 000	—	—	1,058	—

* Отношение величины вязкости при данных температуре и давлении к вязкости при 0° и 1 атм.

В этом, по-видимому, заключается одна из причин огромного значения фактора времени для процессов эпигенеза. На основании сказанного становится понятным тот широко известный факт, что интенсивность эпигенетических преобразований выражена в древних породах несравненно сильнее, чем в молодых. Этому способствуют, помимо давления нагрузки, температуры и других факторов, также особенности миграции вещества путем самодиффузии.

О СТРУКТУРНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ И СТРУКТУРНОМ ДАВЛЕНИИ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ЭЛЕКТРОЛИТОВ

На развитие современных теорий структуры воды и ионных растворов большое влияние оказало классическое исследование Дж. Бернала и Р. Фаулера (Bernal, Fowler, 1933). Как полагали эти исследователи, многие свойства воды и водных растворов электролитов удовлетворительно объясняются предположением о существовании в воде внутренней структуры с тремя основными формами расположения молекул: воды I, со структурой типа льда-тридимита, встречающейся сравнительно редко и присутствующей в некотором количестве при температуре ниже 4° С; воды II, со структурой типа кварца, преобладающей при комнатных температурах, и воды III, со структурой плотнейшей упаковки, доминирующей при высоких температурах в некотором интервале ниже критической точки (374° С).

Состояние воды, по представлениям Дж. Бернала и Р. Фаулера, определяется равновесием трех названных типов структур. С ростом температу-

ры равновесие смещается в направлении $I \rightarrow II \rightarrow III$, т. е. в сторону плотнейшей упаковки. Ионы в разбавленных водных растворах, согласно этим исследователям, смещают равновесие между структурами $I-II-III$ либо в сторону структуры плотнейшей упаковки (воды III), либо в сторону структуры льда-тридимита (воды I), т. е. воздействуют на воду аналогично повышению или понижению температуры.

Рассматривая действия различных ионов на структуры воды в разбавленных растворах, Дж. Бернал и Р. Фаулер (Bernal, Fowler, 1933) пришли к представлению о структурной температуре растворов. Последняя определяется ими как температура, при которой чистая вода будет иметь внутреннюю структуру и зависящие от нее свойства, отвечающие структуре и свойствам ионного раствора, структурная температура которого подлежит определению. Изменения структурной температуры растворителя отчетливо проявляются в изменении вязкости, температуры максимальной плотности и других свойств.

Исходя из характера воздействия ионов на структурную температуру растворителя, можно различать ионы, либо повышающие, либо понижающие структурную температуру растворителя. Дж. Бернал и Р. Фаулер считают, что к ионам, понижающим структурную температуру, относятся Mg^{2+} , Ca^{2+} , Li^{+} , а к ионам, повышающим ее, — Cl^{-} , J^{-} .

Последующие рентгенографические исследования не подтвердили существования в воде равновесия трех типов структур (Morgan, Warren, 1938). По современным представлениям, ближняя упорядоченность воды соответствует тетраэдрической структуре льда, размываемой тепловым движением частиц. При этом, согласно О. Я. Самойлову (1957), происходит заполнение пустот тетраэдрической структуры, усиливающееся с ростом температуры.

Гидратация ионов в водных растворах, по О. Я. Самойлову, представляет процесс, при котором происходит не связывание ионами того или иного числа молекул воды, а изменение под действием ионов потенциальных барьеров, разделяющих соседние положения равновесия молекул воды. Соответственно изменяется трансляционное движение (частота активированных скачков) ближайших к ионам молекул воды раствора. Многозарядные и небольшие однозарядные катионы ослабляют трансляционное движение ближайших молекул воды, большие однозарядные ионы усиливают это движение. Первый случай представляет собой положительную гидратацию, второй — отрицательную. К катионам с положительной гидратацией относятся Mg^{2+} , Ca^{2+} и другие многозарядные ионы, а также Li^{+} и в меньшей мере Na^{+} . Анионам CO_3^{2-} , HCO_3^{-} и SO_4^{2-} тоже свойственна положительная гидратация. Отрицательной гидратацией обладают катионы K^{+} , Rb^{+} , Cs^{+} и анионы Cl^{-} , Br^{-} , HSO_4^{-} .

Таким образом, гидратация является процессом изменения подвижности молекул воды под влиянием ионов. Поскольку процесс происходит также при изменении температуры, очевидно, что введенное Дж. Берналом и Р. Фаулером представление о структурной температуре находится в полном соответствии с выводами О. Я. Самойлова о структуре водных растворов электролитов и гидратации ионов и сохраняет свое значение.

Представление о структурной температуре может быть в обобщенной форме применено к вопросам, связанным с воздействием давления на тепловое движение частиц раствора. Внешнее давление оказывает влияние на трансляционное движение частиц жидкости. В случае, когда жидкость обладает достаточно плотной структурой, повышение давления приводит к ослаблению трансляционного движения ее частиц, что выражается, в частности, в увеличении вязкости жидкости. Такое изменение вязкости наблюдается почти у всех жидкостей. Если же вода обладает тетраэдрической структурой, то рост давления приводит к увеличению подвижности молекул, поскольку с повышением давления происходит ломка ажурной ее

структуры, усиливается заполнение молекулами пустот и связи между ними нарушаются. Именно этим обусловлена аномалия вязкости воды: при температурах от 0 до 20—30° С вязкость ее закономерно убывает с ростом давления. Как было установлено, аномальна также зависимость коэффициента самодиффузии воды от давления: в известном интервале температур и давлений коэффициент самодиффузии воды с ростом давления увеличивается (Самойлов, 1957).

Что касается ближайших к ионам молекул воды раствора, находящихся в электростатических полях ионов, несущих, конечно, ненаправленный характер, то условия их трансляционного движения таковы, что рост давления приводит только к ослаблению такого движения этих молекул, т. е. воздействует на них так же, как воздействует рост давления на трансляционное движение частиц большинства других жидкостей. Следовательно, рост внешнего давления приводит к ослаблению этого движения ближайших к ионам молекул воды и, наоборот, уменьшение внешнего давления ведет к усилению этого движения.

Сравнивая характер воздействия на трансляционное движение ближайших к ионам молекул воды раствора внешнего давления, с одной стороны, и ионов — с другой, можно заметить, что ионы с положительной гидратацией воздействуют на эти молекулы подобно росту давления, т. е. ослабляют их трансляционное движение, а ионы, которым присуща отрицательная гидратация, — подобно уменьшению давления, т. е. усиливают трансляционное движение.

Таким образом, аналогично введенному Дж. Берналом и Р. Фаулером представлению о структурной температуре, мы приходим к выводу о структурном давлении ионного раствора. Структурное давление определяется внешним давлением, при котором величина потенциального барьера, разделяющего соседние положения равновесия молекул воды в *чистой воде* и ближайших к ионам молекул воды в *данном ионном растворе*, одинакова и соответственно одинакова частота трансляционных скачков. Стало быть, ионы с положительной гидратацией повышают, а отрицательно гидратирующиеся ионы понижают структурное давление раствора. Если ограничиться рассмотрением трансляционного движения ближайших к ионам молекул воды раствора, то рост структурного давления соответствует понижению структурной температуры и наоборот.

Представление о структурном давлении может оказаться полезным для выяснения некоторых вопросов, связанных с зависимостью растворимости различных веществ от давления, а также с зависимостью от давления подвижности ионов в водных растворах. Представим себе равновесие между твердой фазой, в состав которой входят различные ионы, и раствором, содержащим эти ионы. В соответствии с принципом Ле Шателье рост давления должен приводить к переходу в раствор ионов, понижающих структурное давление раствора, т. е. ионов с отрицательной гидратацией: K^+ , Rb^+ , Cs^+ , Cl^- , Br^- , I^- .

Наоборот, при понижении внешнего давления будут преимущественно переходить в раствор ионы, обладающие положительной гидратацией: Mg^{2+} , Ca^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} и др.

Именно такие соотношения и наблюдаются в природных условиях. Как известно, в приповерхностных зонах карбонатные и сульфатные минералы, а также и породы мало устойчивы и сравнительно легко переходят в раствор, тогда как в глубинных зонах осадочного чехла карбонаты и сульфаты весьма устойчивы к воздействию подземных вод. Вместе с тем в глубинных зонах обычны новообразования карбонатов (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) и сульфатов (ангидрит, целестин, барит).

В связи с изложенным представлением о структурном давлении становится понятным и легко объяснимым общеизвестный факт вертикальной гидрохимической зональности подземных вод артезианских бассейнов и

смены с глубиной гидрокарбонатных вод сульфатными, а затем хлоридными, с обогащением последних Br^- и I^- . Эта зональность отвечает возрастанию отрицательной гидратации анионов, широко распространенных в природных водах в ряду: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Br^- , I^- .

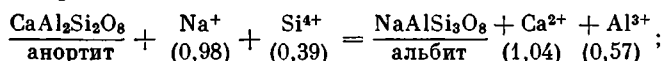
Действительно, с увеличением отрицательной гидратации данного аниона все сильнее уменьшается структурное давление раствора, в связи с чем, при наличии градиента давления, анионы с отрицательной гидратацией, в соответствии с принципом Ле Шателье, перемещаются в растворе в направлении увеличения давления. Аналогичная тенденция наблюдается в распределении катионов по гидрохимическим зонам соответственно убыванию положительной гидратации: Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , Sr^{2+} , Ba^{2+} , K^+ . Чем больше положительная гидратация катиона, тем он сильнее повышает структурное давление раствора. Катиону калия свойственна отрицательная гидратация. Обычно невысокое его содержание в водах хлоридной зоны обусловлено преимущественной его адсорбцией глинистыми минералами, что также вытекает из современных представлений о гидратации ионных растворов (Самойлов, 1959).

Отметим, что явление вертикальной гидрохимической зональности подземных вод было ранее с подобных позиций рассмотрено О. Я. Самойловым и Д. С. Соколовым (1957).

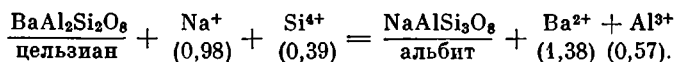
ДАВЛЕНИЕ И ИОННЫЕ РАДИУСЫ

Воздействие давления не ограничивается, однако, закономерностями, связанными с изменением структурных свойств раствора и частотой трансляционных скачков молекул воды и ионов. На характер протекающих обменных реакций между раствором и минералами, слагающими породу, существенное влияние оказывает также давление, которому подвергаются твердые ее компоненты. Как уже отмечалось ранее, оно большей частью заметно отличается от гидростатического давления, сжимающего интерстиционные растворы. Давление на минералы породы вызывает развитие своеобразных изовалентных и гетеровалентных обменных реакций, при которых из сжатых кристаллических решеток в раствор уходят ионы с крупным радиусом, замещаясь ионами меньших размеров.

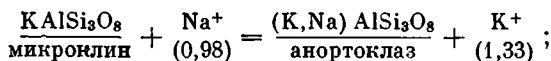
Таковы рассмотренные выше явления эпигенетической деанортитизации (альбитизации) плагиоклаза, при которой анортитовый компонент плагиоклаза переходит в альбитовый¹:



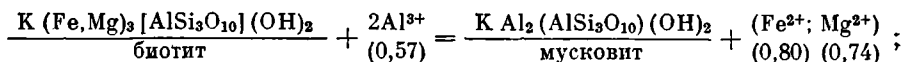
замещение цельзиановой составляющей полевого шпата альбитом:



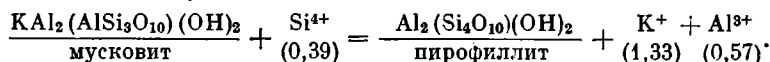
Анортотклазизация (?) микроклина:



мусковитизация биотита:

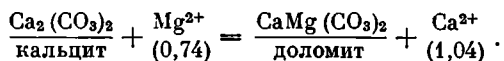


пирофиллитизация мусковита:



¹ В скобках приведены радиусы ионов (А)

Возможно, что эпигенетической доломитизации известняков также способствует давление, как это видно из уравнения:



По-видимому, обменные реакции подобного типа весьма характерны именно для этапов глубинного эпигенеза. Они ведут не только к преобразованию минералов пород, но сказываются и на изменении солевого состава вод, в частности, возможно, на появлении вод хлор-кальциевого типа, присущих глубинным застойным артезианским бассейнам.

С точки зрения изложенных представлений следует ожидать, что в условиях высокого давления заметные изменения будет испытывать глауконит. Эти изменения должны быть тем более существенными, чем древнее возраст этого минерала. Можно полагать, что изменения глауконита будут развиваться в сторону замены в его решетке ионов с большими на ионы с малыми радиусами. Соответственно, древние глаукониты должны содержать в своих октаэдрических слоях относительно меньшее количество железа и магния и большее — алюминия. В тетраэдрических же слоях ионы железа должны замещаться ионами алюминия, а последние — ионами силиция. Соответственно должно уменьшаться количество калия в промежуточном слое.

Действительно, как указывает Е. К. Лазаренко (1958), чем старше по своему геологическому возрасту глауконит, тем обычно меньше перевес Fe^{3+} над Al^{3+} .

Небезынтересно отметить, что в юрских и нижнемеловых отложениях Русской платформы выделяются три типа глауконита, формировавшихся в различной фациальной обстановке (Казаков, Горбунова, 1947). Чем больше глубина формирования осадков, тем меньше в сингенетичном им глауконите содержание Fe_2O_3 и K_2O и больше Al_2O_3 . В наиболее глубоководном глауконите (протоглауконите), формировавшемся в условиях высокого давления, содержание K_2O составляет 2—2,5 %.

Глубокие эпигенетические изменения глауконита, сопровождающиеся некоторой перестройкой их решетки, заставляют крайне осторожно и критически подходить к определениям абсолютного возраста по калий-аргоновому отношению в глауконитах древних толщ. Возможно, что именно эпигенетические изменения лежат в основе тех расхождений, которые в настоящее время намечаются между данными абсолютного возраста и геологическими представлениями.

ПЕРВИЧНЫЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ЧЕРТЫ ПОРОД

Выше было показано, что основным источником формирующихся аутигенных минералов являются седиментогенные минеральные ассоциации, слагающие породы.

Массовое растворение под давлением обломочных зерен приводит к переходу в раствор не только основных породообразующих компонентов: Si^4 , Al^{3+} , K^+ , Na^+ , Ca^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} , но также многих рассеянных и редких элементов, заключенных в кристаллических решетках минералов в форме микровключений и изоморфных примесей.

Возрастающая минерализация вод и их насыщение разнообразными элементами вызывают развитие сложных реакций в самом растворе и широкое замещение одних минералов другими.

В условиях гетерогенных напряжений (высоких в точках стыка обломочных зерен и более низких в порах) растворение основных кластогенных компонентов сопровождается регенерацией и разрастанием обломочных зерен кварца и полевых шпатов, что ведет к заполнению пор и выравниванию давления (Копелиович, 19586). Соответственно сокращается

проницаемость пород и существенно снижается миграционная способность водных растворов. Некоторые элементы, однако, при благоприятных условиях удерживаются в растворе, приобретают способность мигрировать на значительные расстояния и концентрируются в определенных местах, давая начало заметным концентрациям (галенит, сфалерит, халькопирит, барит и др.).

Таким образом, в конечном счете первичный минеральный состав пород определяет состав возникающих новообразованных минералов и накладывает определенный отпечаток на облик вновь формирующихся структур.

Близкие к мономинеральным породам кварцевые песчаники, широко распространенные в платформенных областях, сравнительно бедны аутигенными образованиями. Основным аутигенным минералом этих пород является кварц, регенерирующий обломочные зерна; как примесь присутствуют диоктаэдрические гидрослюда, серицит и иногда мусковит, возникающие за счет преобразования глинистых и слюдястых минералов. Седиментогенный каолинит, часто присутствующий в кварцевых песчаниках в форме цемента, преобразуется при недостатке калия в диксит (Шутов, 1960) или пиррофиллитоподобный минерал (Копелиович, Коссовская, Шутов, 1961). Кварцевым песчаникам присущи сравнительно простые конформно-регенерационные мозаичные структуры, обычно с частичным сохранением пор.

В аркозовых песчаниках, характеризующихся более разнообразным минеральным составом, значительно более многообразен набор аутигенных минералов, а типы возникающих структур более сложны. Помимо доминирующего кварца, в них присутствуют также аутигенные калиевые и натровые полевые шпаты, мусковит, цеолиты, хлорит, барит, разнообразные титанистые минералы и карбонаты, а иногда и новообразованные акцессорные минералы: турмалин, эпидот, цоизит и др. Наряду с конформно-регенерационными структурами, в аркозах часто наблюдаются разнообразного облика микростилолитовые структуры, а в аркозах из геосинклинальных разрезов также начальнобластовые.

Разнообразные полимиктовые песчаники, в том числе и собственно граувакки, приуроченные преимущественно к геосинклинальным областям и значительно реже встречающиеся в платформенных разрезах, обладают наиболее разнородным составом обломочного материала. Это обуславливает пестроту состава аутигенных образований и некоторое своеобразие структурного облика пород. Состав новообразованных компонентов тесно связан с характером обломочного материала. В песчаниках, богатых обломками основных и средних эффузивов, широко распространены разнообразные хлориты, железистые карбонаты, минералы группы эпидота, титанистые образования; постоянно присутствуют новообразованные кварц и альбит. Характерной особенностью этих пород является обычно их заметная железистость. Она возникает, как было установлено, за счет интенсивного и избирательного растворения стекловатого базиса обломков эффузивов, при котором кремний, алюминий и щелочи выносятся и используются для формирования аутигенных образований, а железо фиксируется в форме гидроокислов или железистых карбонатов (Копелиович, 1960б).

В песчаниках с преимущественно кислым составом обломков эффузивов наблюдается несколько иной парагенез аутигенных минералов. Здесь широким развитием пользуется кварц, образующий как регенерационные каемки, так и цементирующую агрегатную роговиковую массу. Часто встречаются выделения халцедона. Характерно массовое развитие аутигенного альбита, то образующего регенерационные оболочки, то выполняющего поровые участки. Нередко в этих породах присутствует хлорит и цеолиты.

Следует подчеркнуть, что структуры полимиктовых песчаников обычно заметно отличаются от структур, свойственных аркозам и кварцевым песчанкам. В результате резко отличной способности растворяться под давлением составных компонентов породы возникают своеобразные структуры внедрения (инкорпорации), при которых одни обломочные компоненты, являющиеся более устойчивыми (кварц, полевые шпаты), внедряются в менее устойчивые обломки разнообразных пород и эффузивов. Выделяется определенный ряд устойчивости к растворению: кварц и полевые шпаты, обломки кремнистых пород, различные метаморфические сланцы, эффузивы. Последние два компонента, будучи наиболее легко растворимыми, приобретают нередко по отношению к другим обломкам характер цементирующей массы. Наряду с явлением растворения сходные явления цементации возникают за счет большей пластичности одних компонентов по отношению к другим. Нередко интенсивная цементация пород возникает не за счет собственно цементирующей массы (количество которой иногда незначительно, в ряде же случаев она и вообще отсутствует), а только за счет взаимного приспособления обломочных зерен минералов и пород (Копелиович, 1960б).

Еще более разнообразны минеральные и структурные преобразования, возникающие в вулканогенно-осадочных породах, туфах и туффитах. Прежде всего необходимо отметить, что многие туфы, несмотря на причудливую форму обломков, пузырчатое строение некоторых пирокластических фрагментов, крайне слабую их окатанность, что должно было бы обусловить исключительно высокую пористость этих образований, как правило, отличаются высокой плотностью и низкими значениями как общей, так и эффективной пористости.

Второй характерной особенностью туфогенных пород является их глубокая вторичная преобразованность, обуславливающая широкое развитие в них ряда новообразованных минералов: кварца, халцедона, альбита, хлорита, цеолитов, пренита, эпидота, цоизита, гематита, кальцита и многих других, в ряде случаев полностью замещающих исходный материал. Эти изменения весьма обычны для вулканогенно-осадочных пород и неоднократно описывались в литературе.

Одни исследователи считают, что указанные изменения возникают в результате позднейшего воздействия на эти породы магматических проявлений и связанной с ними гидротермальной деятельности. Другие рассматривают изменение туфов как результат воздействия на исходный материал либо эманаций, либо ювенильных вод, непосредственно связанных с вулканической деятельностью. Как показали наблюдения над туфогенными толщами ряда районов (Копелиович, 1960б), они характеризуются широким развитием структур растворения под давлением с развитием конформных, реже микростилолитовых, а иногда инкорпорационных структур. Если учесть, что исходная форма пирокластических обломков была очень неправильной, то наблюдаемые соотношения указывают на исключительно интенсивное проявление растворения. Оценивая вероятные исходные размеры зерен и их величину после растворения и возникновения конформных и инкорпорационных структур, нетрудно убедиться, что количество материала, перешедшего в раствор, особенно велико и составляет десятки процентов по отношению к исходному (Копелиович, 1959а). Между составом туфогенного материала и характером возникающих минеральных ассоциаций обнаруживается теснейшая генетическая связь (Копелиович, 1960б). Таким образом, вторичные изменения туфогенных пород, в том числе, вероятно, и так называемое зеленокаменное изменение, представляют нормальный процесс, развивающийся под влиянием статической нагрузки вышерасположенных толщ, т. е. под влиянием гравитационного давления и температуры, связанной с геотермическим градиентом.

К таким же представлениям пришел Кумбс (Coombs, 1954) в результате изучения триасовых граувакк, содержащих пирокластический материал и туфовые прослои, которые под воздействием нагрузки интенсивно преобразованы, альбитизированы, цеолитизированы, а местами прениитизированы, замещены адуляром и другими минералами.

Следует отметить, что не только состав аутигенных ассоциаций, но также и скорость преобразования пород обнаруживает связь с их исходным составом.

Как отмечалось выше, процессы растворения под давлением заметно интенсифицируются при повышенном содержании в породе биотита. В таких породах растворение кварца и полевых шпатов не сопровождается регенерацией, а перешедшие в раствор элементы выносятся за пределы слоя и отлагаются в соседних слоях, характеризующихся иными физико-химическими условиями. Особенно интенсивно эти процессы проявляются в породах, состоящих преимущественно из обломочного биотита — в микалитах. Быстрее и интенсивнее, чем в олигомиктовых и аркозовых песчаниках, развиваются процессы эпигенетического преобразования в полимиктовых породах, содержащих обломки безжелезистых кремнистых пород, слюдистых сланцев и основной массы эффузивных пород и вулканических стекол, особенно основного состава (Копелиович, 1960б).

На ход процессов эпигенетического преобразования существенно влияет, помимо рассмотренных факторов, также исходная структура пород. Как было показано выше, обильное содержание в породе седиментогенного цемента, особенно глинистого состава, разобщающего обломочные зерна, в значительной мере тормозит процесс преобразования пород. Наиболее интенсивно процессы растворения протекают в породах, содержащих малое количество цементирующих продуктов или вовсе его лишенных (бесцементные песчаники). Заметное влияние на скорость и интенсивность преобразования оказывает также и крупность зерен. Наиболее глубоко изменены, при прочих равных условиях, крупнозернистые алевролиты, мелкозернистые песчаники и разномерные породы. При увеличении или уменьшении размеров зерен интенсивность преобразований убывает.

XI. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ЭПИГЕНЕЗА

Учение об эпигенезе как о самостоятельной стадии в эволюции осадочных горных пород появилось лишь в самые последние годы и насчитывает не более десяти лет (Пустовалов, 1940; Страхов, 1953; Рухин, 1953 и др.). Представления о том, что вслед за диагенезом и литификацией осадков породы продолжают изменяться, возникли, по-видимому, из общих соображений и ограниченного количества фактов, которые отчетливо указывали на чрезвычайно поздние процессы минералообразования, протекающие в осадочных породах (Ферсман, 1922). Однако о роли этой стадии, масштабах осуществляющегося минералообразования, его характере, причинах и значении было известно очень мало. Многие исследователи и сейчас продолжают связывать с диагенетической стадией большинство аутигенных минералов, присутствующих в породах, полагая, что лишь в рыхлых осадках и илах, интенсивно насыщенных водой, возможна миграция вещества в форме истинных и коллоидных растворов.

Целеустремленные исследования последних лет показали, что представления о роли и значении диагенетических процессов в эволюции осадочных пород в значительной мере преувеличены. Накопленный уже немалый фактический материал по минералогии эпигенеза и характеру возникающих структур позволяет выяснить суть протекающих процессов преобразования и их причины.

В настоящее время учение об эпигенезе все еще находится в стадии становления, многие стороны этого учения еще не ясны, а ряд полученных выводов нуждается в проверке и уточнении. Особенно важно выяснить степень общности установленных закономерностей применительно к отложениям различного фациального облика и возраста, находящимся в разных структурно-тектонических зонах. Тем не менее, уже сейчас намечаются геологические проблемы, разработка и разрешение которых возможны при помощи учения об эпигенезе. Мы не ставим себе цели рассмотреть все намечающиеся проблемы, поэтому остановимся лишь на некоторых из них.

ЭПИГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ

В приведенных выше главах было показано, что процессы преобразования пород, протекающие в эпигенезе, имеют закономерный и направленный характер. Они ведут к видоизменению структур и минерального состава пород, приспособлению составляющих их компонентов к новым термодинамическим условиям, возникающим в связи с постепенным погружением пород на все большую и большую глубину. Существенно, что с глубиной возрастает не только гидростатическое, но и одностороннее давление, преобразующее воздействие которого, как известно, принципиально отлично от гидростатического (Тернер, 1954). В то время как послед-

нее увеличивает стойкость кристаллической решетки минерала, одностороннее давление стремится ее разрушить, т. е. воздействует на минерал подобно температуре. С глубиной изменяется не только давление, но и химический состав интерстиционных вод и концентрация в них солей.

Рассматривая эпигенетические преобразования пород, особенно глубоких зон, нетрудно заметить, что они во многом напоминают изменения, присущие метаморфическим породам. Эпигенетические изменения сопровождаются увеличением плотности и уменьшением пористости пород, возникновением структур, характеризующихся максимально сближенным расположением и большой поверхностью соприкосновения зерен (конформно-регенерационные, инкорпорационные, микростилолитовые, псевдобластические, бластические и разнообразные палимпсестовые структуры замещения), а также развитием минералов и минеральных парагенезов, свойственных метаморфическим породам низких ступеней метаморфизма.

По мере роста интенсивности эпигенеза и его продолжительности в сферу преобразования вовлекается все большее и большее количество минералов, составляющих заметную, нередко значительную часть породы, а возникающие минеральные парагенезы приобретают равновесный характер.

Типично метаморфическими являются процессы формирования кварца и полевых шпатов, преобразования биотита в мусковит, замещения полевых шпатов и кварца мусковитоподобными слюдами, деанортитизация (альбитизация) не только основных, средних, но также сравнительно кислых плагиоклазов, сопровождающаяся формированием цеолитов и цоизита. Напомним также, что ассоциация кварц — альбит — хлорит, широко развитая в песчаниках уже на раннем этапе глубинного эпигенеза, представляет типично стрессовую, распространенную в кристаллических сланцах складчатых областей. Указанные минеральные преобразования возникают в пределах платформенных областей на сравнительно небольших глубинах (около 1500—3000 м).

В более глубоких зонах изменения пород еще более интенсивны. Так, в триасовых толщах Новой Зеландии, сложенных туффитами и граувакками, в эпигенезе наблюдается широкое развитие, наряду с гейландитом, анальцимом и ломонтитом, альбита, хлорита, пренита, пумпеллиита, эпидота и других минералов, типичных для метаморфических пород (Coombs, 1954).

Изучение характера структур, развитых в обломочных породах, содержащих зерна эффузивных пород кислого и, особенно, основного состава, показало, что последние под воздействием давления растворяются несравненно легче других компонентов. В результате в таких породах очень распространены структуры с конформными, микростилолитовыми и инкорпорационными типами контактов, т. е. структуры, характерные для эпигенетической стадии. Массовое растворение обломочного материала, разнообразного по своему химическому составу, сопровождается широким развитием минеральных парагенезов, характерных при зеленокаменном изменении вулканических пород: цеолиты, альбит, хлорит, минералы эпидотовой группы, кварц, кальцит, окислы и гидроокислы железа (Копелиович, 19606).

Для выяснения взаимоотношений эпигенетических и метаморфических преобразований большое значение имеют исследования А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1956), которые показали, что в разрезах западного Приверхоянья, где вскрываются терригенные толщи нижнего мела, юры, триаса, верхней и нижней перми, суммарной мощностью около 12 км, наблюдаются, по мере движения от молодых отложений к древним, постепенные направленные изменения пород. Эти изменения, выражающиеся в преобразовании как минерального состава, так и структуры, позволяют подразделить разрез на четыре зоны (сверху вниз): 1) глинистого цемента;

2) хлоритового и хлоритово-кварцевого цемента; 3) кварцево-регенерационного цемента; 4) кварцево-регенерационного и слюдяного цемента. Как отмечают указанные исследователи, нижняя зона по минеральному составу и типам структур близка к хлоритовой зоне регионального метаморфизма (фашии зеленых сланцев). Таким образом, в разрезе Приверхояня наблюдается постепенный переход неизменных осадочных пород в собственно метаморфические породы.

Как показало изучение песчаных пород платформенных областей в участках их глубокого погружения (скважины Мирное и Каушаны), среди эпигенетически преобразованных пород встречаются отдельные разновидности, которые по полноте и интенсивности своей переработки (минеральному составу, структурным особенностям и текстуре) не отличаются от типичных метаморфизованных пород. Эти изменения, происходящие при сравнительно невысоких температурах и относительно умеренном давлении, были в свое время названы автором «холодным» метаморфизмом (Копелиович, 19586).

Таким образом, совокупность имеющихся данных позволяет считать, что процессы глубинного эпигенеза и метаморфизма — суть процессы одной категории, различающиеся лишь интенсивностью термодинамических параметров.

Глубинный эпигенез, стало быть, представляет собой более раннюю стадию преобразования, непосредственно предшествующую метаморфической¹.

С этой точки зрения изучение эпигенетических изменений пород является ключом к познанию метаморфизма, так как в этих изменениях зафиксированы различные стадии перехода осадочных пород в метаморфические, которые могут быть прослежены нередко с поразительной полнотой.

Поскольку незавершенность процессов преобразования весьма характерна для эпигенетически измененных пород, можно полагать, что дальнейшие целеустремленные исследования эпигенетических преобразований позволят установить не только последовательность перехода осадочных пород в метаморфические, не также выяснить механизм и динамику процессов метаморфизма вообще.

В то время как для метаморфических пород установление термодинамических параметров обстановки преобразования на основании геологических наблюдений является большей частью практически неразрешимой задачей, для эпигенетически измененных пород платформенных областей представляется возможным оценить давление и температуру преобразования с несравнимо большей степенью приближения. Есть основание думать, что дальнейшее совершенствование методики исследования позволит путем сопоставления характера и интенсивности преобразования исходно однотипных пород, погруженных на различную глубину, установить раздельно влияние температуры и давления на ход преобразования.

Некоторые данные, полученные в результате изучения эпигенетических преобразований пород осадочного чехла платформенных областей, уже сейчас вносят новое в познание метаморфизма вообще. Как известно, в течение многих лет существовало представление, что осадочные породы платформенных покровов, погруженные на значительную глубину, не испытывают какого-либо существенного изменения (Семененко, 1953; Лодчиков, 1956). Из таких представлений следовал вывод, что статическое давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ даже значительной мощности, не ведет к метаморфизму пород и не может рассматриваться как его причина.

Небезынтересно отметить, что в ряде руководств, в том числе новей-

¹ А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов выделяют еще промежуточную стадию — метатенез.

ших (Тернер, 1951), статической нагрузке как фактору метаморфизма придается очень ограниченное значение. Это чисто умозрительное представление, очевидно, нуждается в критическом пересмотре.

Детальные структурные исследования показали, что так называемые бластические структуры при преобразовании осадочных пород возникают различными путями: 1) в результате растворения обломочных зерен (конформные, инкорпорационные и микростилолитовые структуры); 2) в результате регенерации зерен; 3) в результате кристаллизации из растворов; 4) в результате рекристаллизации в твердом состоянии без перехода в раствор (аналогично переходу монокристаллического кварца под давлением в мозаично гаснущий агрегат). В петрографии метаморфических пород эти генетически различные структуры пока не выделяются и обозначаются единым термином.

ЭПИГЕНЕЗ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В осадочных породах ряда районов Русской платформы известны многочисленные проявления свинцово-цинковой минерализации в виде рассеянной редкой вкрапленности сульфидов свинца и цинка в разных породах, нередко сопровождающейся пиритом, иногда халькопиритом, кварцем, кальцитом, диккитом, каолинитом и другими минералами. Эти проявления представляют лишь минералогический интерес. Они привлекают к себе внимание главным образом своей экзотичностью и неясным характером происхождения. Между указанными проявлениями и некоторыми типами вкрапленных свинцово-цинковых руд существуют определенные черты сходства. Можно полагать, что те и другие возникают в результате генетически близких геологических процессов.

Как указывалось выше, в Приднестровье известны следующие формы концентрации сульфидов свинца и цинка.

1. Выполнения внутренних полостей фосфоритовых конкреций в аргиллитах калюсских слоев.

2. Прожилки галенита в песчаниках могилевской свиты на р. Дерло в районе Могилев-Подольского.

3. Спорадическая вкрапленность в песчаниках разных горизонтов могилевской и ушницкой свит.

Проявления рассеянной вкрапленности сульфидов свинца и цинка известны также в песчаниках джуржевских слоев древних толщ Молдавии и Причерноморья (Каушанская и Мирнинская скважины).

Характерная особенность сульфидных проявлений заключается в их тесной пространственной и генетической связи со вторично преобразованными породами. Они неизменно сопровождаются аутигенными минералами, являющимися типичными для эпигенетической стадии преобразования: кварцем поздней генерации, иногда флюоритом, диккитом и марганецсодержащим кальцитом. Сульфидная минерализация приурочена к строго определенным этапам эпигенеза: кристаллизация пирита, галенита, сфалерита и халькопирита протекает вслед за выделением наиболее поздних генераций кварца основного этапа, лишь иногда совпадая с ними, и обычно предшествует выделению диккита и марганецсодержащего кальцита. Как нам представляется, такое неизменное положение сульфидов свинца, цинка и меди в общем ряду аутигенных минералов эпигенетической стадии свидетельствует о связи рудной минерализации с процессами эпигенеза. В ранее опубликованных наших работах (Копелиович, 1959б, 1960а) было высказано предположение о вероятности извлечения свинца, цинка, меди и других элементов из пороодообразующих минералов, слагающих песчаники, в которых они постоянно содержатся в рассеянной форме в кларковых количествах (Таусон, Студеникова, 1959). Присутствие свинца в обломочных зернах калиевых полевых шпатов песчаников

Приднестровья (тысячные доли процента) было подтверждено также спектральными исследованиями. В процессе массового растворения обломочных зерен при эпигенетическом преобразовании пород, наряду с главными элементами, составляющими минералы, в раствор переходят рассеянные в них элементы-примеси, в том числе свинец. Подобным же образом следует ожидать высвобождения свинца, цинка и меди из кристаллической решетки биотита в процессе перехода его в диоктаэдрические гидрослюда, мусковит и другие минералы.

Как показали наблюдения, в процессе эпигенеза между некоторыми составляющими обломочные зерна минералами и интерстиционными растворами происходят обменные реакции, не сопровождающиеся разрушением кристаллической решетки минерала, но существенно видоизменяющие его состав. Для плагиоклаза такие изменения под влиянием напряжений заметно активизируются и приводят к интенсивной его альбитизации. Можно предполагать, что подобного типа обменные реакции осуществляются в эпигенетическую стадию достаточно широко и могут приводить к переходу в раствор ряда рассеянных в кристаллических решетках элементов-примесей. В частности, наблюдаемая «анортотропизация» микроклина обусловлена, возможно, замещением в этом минерале ионов с большими радиусами — K^+ (1,33 Å) и изоморфного¹ с ним Pb^{2+} (1,26 Å) ионами натрия (0,98 Å).

Исследования последних лет в области физики твердого тела (Рид, 1957) показали, что элементы-примеси, присутствующие в кристаллах, распределены в них неравномерно и локализуются вокруг дефектных участков кристаллической решетки. Среди таких участков особая роль принадлежит «дислокациям», которые характеризуются наличием зон растяжения и сжатия. Как показал Коттрелл, в зонах растяжения размещаются элементы-примеси с ионным радиусом большим, чем у элементов, составляющих матрицу кристалла, а в зонах сжатия — с меньшим. Таким образом, вокруг зон дислокаций возникает область с повышенной концентрацией «посторонних» элементов, получившая название «облако Коттрелла».

Под влиянием относительно небольших механических напряжений или изменений температуры дислокации, а также связанные с ними примеси легко перемещаются в кристалле. Как показала практика исследования дислокаций, под воздействием растворов наиболее легко вытравливаются участки кристалла вокруг дислокаций, т. е. те его части, которые наиболее обогащены «посторонними» элементами (табл. XXXV, 3, 4). При более интенсивных напряжениях дислокации «выходят» за пределы кристалла, преобразуясь в поверхности скольжения, по которым осуществляется пластическая деформация, а сопровождающие их элементы-примеси выносятся на внешнюю поверхность кристалла, что также способствует их растворению.

Основываясь на данных экспериментальных исследований движения дислокаций в искусственных кристаллах, можно полагать, что в природных объектах — минералах — на протяжении геологического времени под влиянием механических и температурных напряжений происходит движение разнообразных структурных дефектов, сопровождающееся перемещением элементов-примесей преимущественно в периферические зоны.

Таким путем, можно полагать, из минералов удаляется часть содержащихся в них «посторонних» элементов, а также активизируются обменные реакции между твердыми фазами пород и интерстиционными растворами. В частности, свинец может, вероятно, извлекаться таким образом не

¹ Некоторые исследователи (Л. В. Таусон и др.) полагают, что свинец присутствует в калиевых полевых шпатах в форме ультрамикроскопических включений галенита.

только из главных, но и из некоторых акцессорных минералов — циркона и монацита.

При благоприятном химическом составе интерстиционных вод микро-элементы, перешедшие в раствор, удерживаются в последнем и приобретают способность мигрировать на заметное расстояние. Цинк, как известно, легко мигрирует в форме сернокислых солей. В хлоридных водах свинец и цинк легко растворимы, образуя хлориды, а в водах с высоким содержанием углекислоты, — бикарбонаты.

В местах, где по тем или иным причинам возникают повышенные концентрации сероводорода, свинец, цинк и медь выделяются в виде сульфидов, концентрируясь в форме вкрапленности или прожилков.

Представления о мобилизации свинца за счет извлечения его из некоторых породообразующих компонентов получили подтверждение в последующих исследованиях изотопного состава свинца из различных форм проявления сульфидной минерализации (Тугаринов, Щербакова, Бедриков, 1960).

Не вдаваясь в детальное рассмотрение этого вопроса, отметим, что изотопный состав свинца из разных фосфоритовых конкреций изменчив и аномален (табл. 34).

Т а б л и ц а 34

Изотопный состав свинца из фосфоритовых конкреций
(по данным Г. Р. Рик, К. И. Нарбутт и др.)

Исследователи	$\frac{\text{Pb}^{206}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}}$	$\frac{\text{Pb}^{208}}{\text{Pb}^{204}}$
Г. Р. Рик, К. И. Нарбутт и др.	20,18	15,38	38,09
	18,90	15,21	38,55
	18,86	15,22	39,05
	18,73	15,21	38,95
А. И. Тугаринов . .	18,35	15,18	36,90
	18,16	15,06	36,7

Еще более пестрым изотопным составом характеризуется свинец из других форм проявлений (табл. 38).

Как отмечает А. И. Тугаринов в совместной с Р. И. Щербаковой и В. П. Бедриковым работе (1960, стр. 299): «...неоднородность изотопного состава свинца по вертикали исключает его гидротермальное происхождение, так как в подобном случае он был бы идентичен в пределах всей рудной провинции, будучи связан общностью очага и источника». Допуская возможность частично осадочного происхождения свинца, заключенного в фосфоритовых конкрециях, эти исследователи считают весьма сомнительным осадочный генезис свинцовой минерализации в песчаниках. Исходя из установленной Катакзаро и Гастом селективной подвижности радиогенного свинца при извлечении его из микроклинов, авторы присоединяются к высказанной нами точке зрения, признавая свинцовую минерализацию Приднестровья преимущественно «метаморфогенного» происхождения и связывая ее появление с перекристаллизацией песчаников и обособлением рассеянного преимущественно радиогенного свинца породы.

Представления о возможности мобилизации ряда рассеянных в осадочных породах рудных элементов при эпигенетических процессах и возникновении макроскопически заметных концентраций нуждаются в дополнительных и целеустремленных исследованиях.

Возникает вопрос, не могут ли подобные или сходного типа процессы приводить к возникновению в благоприятной геологической обстановке

концентраций не только минералогического, но и промышленного значения? Мы еще очень мало знаем о рудных элементах, содержащихся в породообразующих минералах в рассеянной форме и в кларковых количествах, и что с ними происходит при дальнейшем эпигенетическом преобразовании и метаморфизме пород. Можно полагать, что массовое растворение и перекристаллизация исходных минералов, протекающие при глубо-

Т а б л и ц а 35

Изотопный состав свинца из различных форм сульфидной минерализации

(по данным А. И. Тугаринова, Р. И. Щербаковой и В. П. Бедрикову, 1960)

Место взятия образца	Изотопный состав свинца		
	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
Галенит из прожилков, ямпольские слои (р. Дерло)	22,36	16,56	40,71
	22,37	16,08	39,91
	22,19	16,10	39,91
Галенит из вкрапленности, джуржевские слои, скв. Мирное	21,7	16,48	40,86
Галенит из вкрапленности, олчедаевские слои, с. Высший Олчедаев	24,25	17,39	44,05

ком эпигенезе и метаморфизме, приводят к обогащению интерстиционных вод рудными компонентами и возникновению своеобразных «гидротермальных» растворов, не связанных с магматическими процессами.

Для выяснения этого вопроса целесообразна постановка специальных геологических и геохимических исследований.

ЭПИГЕНЕЗ И НЕФТЬ

Трудно переоценить значение эпигенетических изменений пород для решения ряда теоретических и практических вопросов нефтяной геологии. Отметим, кстати, что успешное развитие многих сторон учения об эпигенезе тесно связано с изучением коллекторских свойств глубоко погребенных песчаных толщ (Heald, 1950, 1955, 1956; Taylor, 1950; Price, 1934, и др.).

Широкое развитие явлений растворения обломочных зерен под давлением и переотложение растворившегося материала в порах песчаных пород ведут к снижению пористости, проницаемости песчаников и, следовательно, к ухудшению их коллекторских свойств. С этой точки зрения и оценивает большинство советских (Абрамова, 1954; Ермолова, 1952, 1956, и др.) и зарубежных геологов влияние эпигенетических процессов на коллекторские свойства пород.

Однако, как было показано выше, наряду с эпигенезом, приводящим к прогрессивному уплотнению пород и к деградации пористости, существуют процессы, связанные с активной циркуляцией вод, ведущие к значительному выносу вещества за пределы породы. Таковы, например, эпигенетическая каолинизация и диккитизация биотита и полевых шпатов, развитие которых сопряжено со значительным выносом кремнекислоты, в результате чего пористость и проницаемость преобразующихся пород существенно возрастают. Улучшают коллекторские свойства пород также

процессы замещения обломочных минералов кальцитом. Наконец, известны случаи выщелачивания и выхода в эпигенезе легко растворимых солей, слагающих цемент песчаных пород (галит, кальцит и др.).

В ряде случаев присутствие в разрезах среди плотных литифицированных пород рыхлых песчаников, а иногда и песков обусловлено процессами растворения в эпигенезе ранее возникшего цемента. К сожалению, детальных исследований подобных процессов, по-видимому, не проводилось.

Поскольку с глубиной и возрастом отложений интенсивность процессов преобразования прогрессивных этапов эпигенеза увеличивается, нет оснований, казалось бы, ожидать наличия на значительных глубинах песчаных пород с хорошими коллекторскими свойствами и, следовательно, значительных месторождений нефти и газа. Между тем многие нефтяные месторождения находятся на значительной глубине, в зонах, где процессы эпигенетического преобразования порой должны протекать весьма интенсивно. Это кажущееся противоречие свидетельствует о том, что некоторые обстоятельства и условия препятствуют развитию эпигенетических процессов, ведущих к уплотнению пород. Одним из таких условий является присутствие нефти в песчаных пластах. Как было показано выше, растворение и регенерация — процессы электролитические, протекающие лишь в водных растворах, поэтому присутствие даже незначительных количеств нефти в пластах, даже в форме пленок, должно полностью прекратить или значительно затормозить процессы растворения, переноса и кристаллизации вещества, обуславливающие деградацию пористости песчаников и возникновение плотных водонепроницаемых или малопроницаемых пород.

С этой точки зрения наличие в глубоких частях разрезов осадочных толщ среди эпигенетически преобразованных (и в результате этого уплотненных) песчаных пород, пластов, сохранивших изначально присущие им хорошие коллекторские свойства, вероятно, следует рассматривать как потенциальный показатель нефтеносности таких отложений. Эти слои содержат или содержали нефть, которая мигрировала в позднее возникшие приподнятые структуры.

Чрезвычайно интересное и перспективное направление разрабатывается в настоящее время К. Р. Чепиковым и его сотрудниками, которые изучают процессы эпигенетического изменения пород на месторождениях Волго-Уральской области. Как выясняется в результате этих работ, изучение взаимоотношений возникших в эпигенезе аутигенных минералов с заключенным в породах битумом дает возможность выяснить время прихода нефти в данный пласт (Чепиков, Ермолова, Орлова, 1959). Это позволяет подойти к выяснению истории формирования нефтяных залежей, проблемы, имеющей огромное практическое значение.

ЭПИГЕНЕЗ И ПОЗНАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЧЕРТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Основные факторы эпигенеза определяются геологической обстановкой преобразования, в частности глубиной погружения пород или, иначе, мощностью перекрывающих их толщ. Существенное влияние на характер изменений и типы возникающих аутигенных минеральных парагенезов оказывает палеогидрогеологический режим, связанный с особенностями тектонического строения района.

Для платформенных областей возможна постановка обратной задачи: по интенсивности эпигенетического преобразования пород и его особенностям выяснение и реконструкция геологических условий, в которых эти изменения протекали. Степень и полнота эпигенетических изменений зависит не только от глубины, но и от длительности пребывания пород под нагрузкой вышележащих толщ, иными словами — от возраста пород и гео-

логической истории данной территории. Поэтому представляется возможным, в известных условиях, на основе детального изучения эпигенетических изменений получить дополнительные данные для установления возраста палеонтологически немых свит, а по различиям характера и интенсивности изменений пород в разных частях геологического разреза выявить особенности тектонического развития данной территории.

Геологическая история любой территории, как известно, познается путем изучения разрезов развитых на ней отложений. Существенные затруднения возникают при выяснении геологической истории для тех временных интервалов, отложения которых в изучаемых разрезах отсутствуют. Перерывы в стратиграфической последовательности, особенно крупные, вносят в наши представления известную неопределенность. Они могут быть вызваны, с одной стороны, тем, что рассматриваемая территория в соответствующее время не являлась областью накопления осадков, с другой — позднейшим ее размывом. Далеко не всегда фациальный анализ отложений и изучение изменения их мощности на смежных территориях могут оказаться полезными для выяснения этого вопроса.

В ряде случаев для его решения дополнительным, а иногда единственным критерием является характер и интенсивность эпигенетических изменений пород, залегающих выше и ниже подобных перерывов. Если устанавливается заметно или существенно более интенсивная эпигенетическая преобразованность пород, залегающих ниже перерыва, сравнительно с однотипными породами перекрывающей толщи, то это доказывает, что отложения, соответствующие времени перерыва, обладали на данной территории мощностью, обеспечивающей глубину погружения ранее образованных пород, достаточную для возникновения фиксируемых преобразований. Если же однотипные породы, залегающие выше и ниже перерыва, не различаются по характеру и степени эпигенетических изменений, то можно утверждать, что в течение времени, соответствующего перерыву, накопления осадков либо не происходило, либо они были маломощными, как бы значителен ни был этот возрастной интервал. Таким образом, в отрезок времени, соответствующий перерыву, в первом случае происходило интенсивное погружение территории с последующим ее воздыманием, приведшим к размыву мощной толщи пород, во втором — территория оставалась относительно стабильной.

Появление в разрезах литологически сходных пород резких границ, по которым контактируют отложения, существенно различные по характеру или интенсивности эпигенетических изменений, служит указанием на вероятность значительного стратиграфического перерыва и выпадения из разреза мощной толщи осадков в результате ее последующего размыва. Соотношения и последовательность формирования минеральных парагенетических ассоциаций прогрессивных и регрессивных этапов эпигенеза могут указывать на характер и последовательность изменения направленности тектонических движений.

Рассмотрим с этой точки зрения несколько примеров.

В Приднестровье, как указывалось выше, к востоку от г. Каменец-Подольского отложения верхнего мела трансгрессивно и с угловым несогласием лежат на породах рифея и далее переходят на породы кристаллического доколя, в то время как в районе Каменец-Подольского и западнее они перекрывают отложения ордовика и силура.

Ограничилось ли осадконакопление в восточных районах, где сеноман непосредственно залегает на рифейских или ордовикских отложениях, лишь досилурийскими осадками или последние всюду до сеноманской трансгрессии были перекрыты силурийскими, возможно, также и более молодыми палеозойскими отложениями?

По представлениям О. В. Крашенинниковой и П. Л. Шульги (1960), береговая линия морского бассейна ландоверийского и венлокского веков

проходила несколько западнее Могилев-Подольского, а в лудловский век находилась почти на меридиане последнего. Область современных выходов древних толщ на поверхность восточнее указанной береговой линии представляла с силура пониженную сушу («пониженный суходол») и не являлась зоной аккумуляции осадков.

Совершенно иной представляется палеогеография в силуре, если учесть эпигенетические изменения пород.

Интенсивная эпигенетическая преобразованность рифейских отложений в Приднестровье указывает на то, что последние были повсеместно перекрыты мощной толщей осадков более молодого возраста. Так как отложения сеномана не обнаруживают каких-либо признаков заметных эпигенетических изменений, то толща, обусловившая преобразование ниже лежащих пород рифея, могла быть только палеозойской. Поскольку между рифеем и карадокком констатируется огромный перерыв, эта предполагаемая толща (мощностью не менее 0,5 км) скорее всего была сформирована отложениями силура и, возможно, нижнего и среднего девона.

Этим данным не противоречит значительная эпигенетическая измененность силурийских отложений, которая свидетельствует о том, что и силурийские породы были перекрыты значительной толщей осадков. Если подтверждаются данные Г. Н. Бровкова (1952), позволяющие предполагать, что и нижнедевонские континентальные отложения, перекрывающие силурийские в соседнем районе, претерпели заметные эпигенетические изменения под воздействием нагрузки вышележащих толщ, то придется признать, что и последние, в свою очередь, были перекрыты более молодыми палеозойскими отложениями.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о вероятности широкого развития силурийских, а возможно, и более молодых палеозойских осадков в пределах юго-западных частей Украинского кристаллического массива. Можно предполагать, что в рифее и палеозое значительные регионы являлись областью прогибания и аккумуляции осадков, которые лишь позднее были размыты. В связи с этим возникает вопрос, вправе ли мы безоговорочно рассматривать Украинский кристаллический массив как щит?

Уместно напомнить, что еще А. Д. Архангельский, касаясь распространения нижнепалеозойских отложений на территории Русской платформы, писал: «Отсутствие всяких следов кембрийских отложений по восточной окраине Балтийского щита, в области Воронежского и Азово-Подольского кристаллического массивов, как будто говорит за то, что эти части платформы или не были захвачены трансгрессией и представляли арену, сложенную из остатков размытых до степени пенеппена докембрийских горных цепей, или же покрывались мелким морем, отложившим небольшую толщу осадков, которые были впоследствии уничтожены» (Архангельский, 1935, стр. 57).

Из того факта, что в Молдавии и в районе Одессы (скважины Каушаны и Мирное) породы свит, синхронных приднестровским, эпигенетически преобразованы значительно интенсивнее, чем в Приднестровье, следует вывод, что они были погребены под более мощными толщами палеозойских пород. Стало быть, эти области в палеозое прогибались значительно интенсивнее, и мощность накопившихся осадков превосходила таковую в Приднестровье.

В центральных областях Русской платформы, в частности в Подмосковье, под отложениями девонского возраста широко развиты мощные толщи терригенных пород. Стратиграфически эти отложения, как было установлено нами (Жопелиович, 1950, 1951), соответствуют ордовика, нижнекембрийским синим глинам и надляминаритовым песчаникам (балтийский комплекс), ляминаритовым глинам и гдовским песчаникам (валдайский комплекс), аргиллитам с песчаниками в основании (редкинский

комплексе). Наблюдается резкое несоответствие тектонических структур древнейших толщ и залегающего выше среднепалеозойского осадочного покрова. Поверхность додевонской эрозии представляет срез разновозрастных более древних горизонтов. При этом по мере движения на юг, в сторону Воронежского массива, отложения среднего девона ложатся на последовательно сменяющие один другой все более и более древние горизонты.

Из анализа характера изменения мощностей и фаций было установлено отсутствие заметно выраженных признаков влияния Воронежского массива на мощность и фациальный облик отложений редкинско-валдайского комплексов. Следовательно в эпоху, соответствующую отложению редкинско-валдайского комплексов, вдоль современного северо-восточного склона Воронежского массива находилась область глубокого погружения. Наблюдающееся в направлении к Воронежскому массиву сокращение суммарной мощности докембрийских комплексов свидетельствует о том, что последние были размывы позднее, в предсреднедевонское время, когда относительное поднятие Воронежского массива сопровождалось его более глубокой эрозией (Копелиович, 1953).

Эти данные, полученные из анализа мощностей и фаций, подтверждаются изучением интенсивности преобразования пород по Серпуховской скважине, которое показало существенные различия в изменении среднедевонских и рифейских пород. Небезынтересно отметить, что в скважинах, расположенных северо-западнее, в частности в Редкине, где преддевонский размыв был выражен нечетко, различия в степени изменения среднедевонских и нижнепалеозойских пород заметны значительно слабее.

В астраханском разрезе нижнепермские отложения (артинский и кунгурский ярусы) на глубине 1453 м трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями средней юры (Копелиович, Эвентов, 1956). Интенсивность эпигенетических преобразований терригенных юрских отложений и непосредственно их подстилающих литологически сходных с ними пород верхней толщи кунгурского яруса не обнаруживает каких-либо заметных различий. Сходство в характере вторичных преобразований этих разновозрастных толщ указывает на то, что эти породы претерпели изменение после отложения юрских осадков, под нагрузкой мезозойских и кайнозойских толщ.

Следовательно, судя по характеру эпигенетических изменений, можно полагать, что выпадение из рассматриваемого разреза верхнепермских и триасовых отложений обусловлено скорее всего тем, что осадки этого возраста или вовсе не отлагались, или же мощность их была изначально весьма ограниченной. Предполагать отложение толщ значительной мощности и последующий их размыв — нет оснований.

Высказанные соображения и примеры не претендуют на полноту и обстоятельность рассмотрения всех сторон этого сложного вопроса. Важно лишь подчеркнуть принципиальную возможность применения эпигенетических исследований для решения подобных задач.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Е. А. Процессы аутигенного минералообразования в породах-коллекторах девонской системы (Куйбышевского и Саратовского Поволжья). Автореф. канд. дисс. М., 1954.
- Абрамова Е. А. Аутигенные минералы в девонских отложениях Минусинской и Назаровской впадин, их влияние на пористость пород. В кн.: «Материалы по геологии и нефтеносности области Минусинских впадин». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Айнберг Л. Ф. К вопросу о палеозойских жерновых песчаниках Подолии.— Изв. Укр. отд. Геол. ком., 1925, вып. 6.
- Ананян А. А. Фазовые переходы воды и электропроводность в замерзающих и мерзлых горных породах. Автореф. докт. дисс. М., 1960.
- Архангельский А. Д. и др. Геологическое строение СССР, вып. 1. Изд. 2-е, испр. и допол. М.-Л., ОНТИ, НКТП СССР, 1936.
- Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Масштаб 1 : 2 500 000. Київ. Вид-во АН УРСР, 1960.
- Батурин В. П. Флюорит в кунгурских известняках и доломитах Урало-Эмбенской области.— Докл. АН СССР, 1938, 19, № 6/7.
- Безбородько Н. И. Кристаллические породы окрестностей Винницы на Подолии. Киев, 1926.
- Безбородько Н. И. Гранитные мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга России.— Зап. Киев. об-ва испыт. природы, 1928, 27, вып. 3.
- Безбородько Н. И. Значение ассимиляции для образования некоторых типов петрографических провинций.— Труды Мин. музея АН СССР, 1929, 3.
- Безбородько Н. И. К петрогенезу темноцветных пород Подолии и соседних районов. Труды Мин. ин-та АН СССР, 1931, 1.
- Беляков М. Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Берч Ф. Радиогенное топливо. В кн.: «Ядерная геология», М., ИЛ, 1956.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950.
- Блёде Б. К. Геогностическое описание Харьковской губернии.— Горн. ж., 1841, ч. 2, кн. 5.
- Бондарчук В. Г. Геологічна структура УРСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1946.
- Борисяк Н. Д. О каменных шарах, находящихся близ местечка Миньковцы Подольской губернии.— Универ. изв., 1862, № 8, отд. 2. 2-й съезд естествоиспыт., Харьков.
- Бриджмен П. В. Физика высоких давлений. Пер. с англ. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- Бриндли Г. В. Каолиновые минералы. В кн.: «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М., ИЛ, 1955.
- Бровков Г. Н. Литология и палеогеография нижнедевонских отложений Приднестровья. Автореф. канд. дисс., Харьков, 1952.
- Бродская Н. Г. Фосфориты полуострова Шмидта (Сахалин).— Геол. рудных м-ний, 1961, № 1.
- Брунс Е. П. Стратиграфия и тектоника палеозойских отложений северо-западной окраины Днепровско-Донецкой впадины.— Сов. геол., 1955, сб. 45.

- Брунс Е. П., Якобсон К. Э. Сопоставление разрезов и общая схема расчленения доордовикских толщ Волыни и Подолии. Труды ВСЕГЕИ, 1963, 91.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 5.
- Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса. В кн.: «Спутник полевого геолога-нефтяника», т. 1. Гостоптехиздат, 1952.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156, серия геол. (№ 67).
- Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.
- Вебер В. В. Типы осадков и накопление в них органического вещества. В кн.: «К познанию современных аналогов нефтеносных фаций». М.-Л., Гостоптехиздат, 1950.
- Венюков П. Н. О силурийских отложениях Подольской губернии.— Вестн. естествознания, 1891, 2, № 8.
- Веселовская М. М., Иванова З. П., Клевцова А. А. О погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1.
- Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: «Проблемы вулканизма». Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Вознесенский О. И. Про нахождения загадочных форм микрорельефу на повернях наверхствования рифейских пісковіків — Геол. ж., Київ, 1956, 16, вып. 1.
- Восанчук С. С. О структурных особенностях кембрийских известняков Подолии.— Докл. Львовск. политех. ин-та, 1955, 1, вып. 2.
- Восанчук С. С. К литологии рифейских отложений Подолии.— Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, 1956, вып. 46, серия геол.-развед., № 1.
- Восанчук С. С. О некоторых условиях образования рифейских отложений Подолии.— Труды Укр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1959, вып. 1.
- Выржиковский Р. Р. О геологоразведочных работах в приднестровской части Подольского фосфоритового района в 1922—1923 гг.— Изв. Укр. отд. Геол. ком., 1924, вып. 5.
- Выржиковский Р. Р. Геологический очерк Украинской ССР.— Вест. Укр. отд. Геол. ком., 1927, вып. 10.
- Виржиковський Р. Р. Звіт про детальне геологічне здійсання Подільського фосфоритового району, Київ, 1928.
- Выржиковский Р. Р. Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья.— Вісн. Укр. геол.-развед. упр., 1929, вып. 14.
- Виржиковський Р. Р. Геологічний нарис фосфоритових родовищ в с. Кучи на Поділлі.— Мат-ли до вивч. агроном. руд. України, 1930, вип. 6/2.
- Виржиковський Р. Р. Геологічна мапа України. Планшети XXVI-6, XXVII-6 (Наддністрянщина, Могилів — Ямпіль). Київ, Вид-во Укр. геол.-розвід. тресту, 1932а.
- Виржиковський Р. Р. Про дислокацію Східного Поділля. В кн.: «Четвертинний період», вип. 8, Київ, Вид-во природн. техн. відділу, 1932б.
- Геккер Р. Ф., Осипова А. И. Наблюдения над органическими остатками. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1, М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 41, серия рудных м-ний (№ 5).
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург И. И., Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гоникберг М. Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Горькова И. М., Душкина Н. И., Рябичева К. Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессах диагенеза. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.

- Гофштейн И. Д. Тектоническая трещиноватость осадочных пород в среднем течении Днестра.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 6.
- Грим Р. Е. Минералогия глин. Пер. с англ. М., ИЛ, 1956.
- Дзоденидзе Г. С. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении.— Сообщ. АН Груз. ССР, 1954, 15, № 10.
- Дикенштейн Г. Х. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Волыни.— Докл. АН СССР, 1950, 70, № 2.
- Дикенштейн Г. Х. Древний палеозой Подолии.— Труды Моск. фил. ВНИГНИ, 1953а, вып. 3.
- Дикенштейн Г. Х. Основные черты западной части Русской платформы в нижнем палеозое.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1953б, 28, вып. 4.
- Дикенштейн Г. Х. Успехи изучения палеозойских отложений западных областей УССР за 10 лет (1939—1949).— Труды Львовск. геол. об-ва, 1953в, серия палеонтол., вып. 2.
- Дикенштейн Г. Х. Палеозойские отложения юго-запада Русской платформы. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Думанский А. В. Учение о коллоидах. 2-е изд. М., Госхимиздат, 1948.
- Евсеев Т. Ф. К стратиграфии доготландского палеозоя Подолии.— Уч. зап. Харьков. ун-та, Труды геол. фак., 1955, 12.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьков. ун-та, 1950.
- Ермолова Е. П. Вторичные минералообразующие процессы в нефтеносных отложениях олигоцена и миоцена Грузии.— Автореф. канд. дисс. М., 1952.
- Ермолова Е. П. Образование аутигенных минералов в песчаных и алевроитовых отложениях миоцена и олигоцена Грузии. В кн.: «Материалы по геологии и нефтеносности Грузии». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц. М., ИЛ, 1952.
- Завидонова А. Г. Допалеозойские и палеозойские отложения Молдавской ССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Зайцев Н. С. Флюоритовые красноцветные песчаники подмосковного карбона.— Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.
- Залманзон Э. С. Определение форм некоторых элементов и анализ коллоидной фракции глин. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Заридкий П. В. Диксит из восточных районов Донбасса.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1960, 89, вып. 5.
- Зеленов К. К. К вопросу о происхождении стилолитов.— Докл. АН СССР, 1956, 103, № 1.
- Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1961, вып. 19.
- Зонов Н. Т., Курман И. М., Ларин Н. И. К вопросу об образовании Подольских месторождений фосфоритов. В кн.: «Агрономические руды СССР», т. 1, ч. 2. М.—Л., ОНТИ, 1932.
- Ивантишин М. Н. Галенітові рудопрояви Подільської палеозойської смуги.— Геол. ж., 1947, 8, вып. 3.
- Иванчук П. К. Геологическое строение юго-западного и южного Причерноморья. В кн.: «Очерки по геологии СССР», т. 3, Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Ильюхина А. В. Образование вторичных минералов в отложениях мотской свиты нижнего кембрия.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 14.
- Кабанова Е. С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. В кн.: «Кора выветривания», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Казakov А. В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 114, геол. серия (№ 40).
- Казakov А. В., Горбунова Л. И. Глаукоцит как индикатор фаций. В кн.: «Рефераты научно-исследовательских работ за 1945. Отделение геолого-географических наук». М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Казakov А. В., Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах (флюоритовая система).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 114, геол. серия (№ 40).
- Казанский Ю. П., Перозин Г. М., Соколова М. Ф. Об эпигенетическом

- монтмориллоните из мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
- Каптаренко О. К. Нове родовище свинцового блиску на Україні. Київ, 1927.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 109, геол. серия (№ 37).
- Киреев В. А. Курс физической химии. М., Госхимиздат, 1955.
- Кляя М. О. Некоторые вопросы образования жидких включений в кристаллах. Автореф. канд. дисс. М., 1952.
- Кожич-Зеленко М. П., Шульга П. Л. Литология и вопросы стратиграфии доордовских отложений Западной Волыни.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С. и др. О возрасте чарнокитов и чудново-бердичевских гранитов Украины. В кн.: «Труды пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Константинов М. М. Экзогенные сульфиды свинца и цинка. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1954.
- Константинов М. М., Рафальский Р. П. О растворении галенита и переносе Pb в экзогенных условиях.— Геохимия, 1960, № 3.
- Копелиович А. В. Нижнекембрийские и силурийские (?) отложения центральной части Московской синеклизы. См. стр. 11.
- Копелиович А. В. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего кембрия центральных областей Русской платформы. См. стр. 11.
- Копелиович А. В. Древнейшие отложения осадочного покрова Подмосковья. См. стр. 11.
- Копелиович А. В. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. Процессы растворения и минерализации в последней стадии эпигенеза. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. О количестве перемещенного вещества при изменении размеров зерен в связи с вторичными преобразованиями некоторых осадочных пород. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. Свинцово-цинковая минерализация в древних толщах юго-запада Русской платформы. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. О происхождении свинцово-цинковой минерализации в древних толщах юго-запада Русской платформы. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. О структурном давлении водных растворов электролитов. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. Эпигенетическая альбитизация плагиоклазов в песчаниках древних толщ Приднестровья. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. Явления эпигенетической альбитизации плагиоклаза в песчаниках древних толщ Приднестровья. См. стр. 12.
- Копелиович А. В., Меняйленко П. А. О вторичных изменениях и минеральных новообразованиях в породах семилукского горизонта района Арчеды. См. стр. 12.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутков В. Д. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. См. стр. 12.
- Копелиович А. В., Крылов И. Н. О структурах растворения в строматолитах. См. стр. 12.
- Копелиович А. В., Лоджевский И. Г., Тихомиров С. В. Новые данные о кристаллическом фундаменте северо-восточного Подмосковья. См. стр. 12.
- Копелиович А. В. и Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани. См. стр. 12.
- Копорулин В. И. О происхождении цеолитового цемента в песчано-гравийных породах угленосной толщи юго-восточной части Иркутского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 1.

- Копорулин В. И. Типы вторичных изменений песчано-гравийных пород угленосной толщи Иркутского бассейна и их возможная связь с подземными водами.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Корценштейн В. Н. К стратиграфии и литологии нижнепалеозойских отложений Одесского района.— Докл. АН СССР, 1953а, 90, № 5.
- Корценштейн В. Н. Основные черты палеотектоники западного Причерноморья. В кн.: «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР)». М., Гостоптехиздат, 1953б.
- Корценштейн В. Н. Нижнепалеозойские отложения Одесского района. В кн.: «Вопросы геологии, геохимии и нефтегазоносности Русской платформы и Северного Кавказа». М., Гостоптехиздат, 1954.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 153, геол. серия (№ 64).
- Коссовская А. Г. Минералогия и петрография формаций мезозойского комплекса Вилкойской впадины и западного Верхоянья. Автореф. докт. дисс. М., 1959.
- Коссовская А. Г., Логвиненко Н. В., Шутов В. Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород.— Докл. АН СССР, 1957, 116, № 2.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955а, 103, № 6.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер изменений обломочного биотита в процессе эпигенеза.— Докл. АН СССР, 1955б, 101, № 3.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений западного Верхоянья). В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения западного Верхоянья и Вилкойской впадины.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 34.
- Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винница. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Коттрелл А. Х. Теория дислокаций. В кн.: «Успехи физики металлов», т. 1. М., Металлургиздат, 1956.
- Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Кротов Б. П. О месторождении флюорита по берегу р. Северной Двины и его генезис.— Зап. Росс. мин. об-ва, 1928, 57, вып. 2.
- Курочка В. П. Барит в аркозовых песчаниках Приднестров'я.— Наук. зап. Чернівець. ун-ту серія геол., 1955а, 16, вип. 1.
- Курочка В. П. Минералого-петрографічна характеристика та генезис деяких аргілітів давньопалеозойських вкладів в Придністров'я.— Наук. зап. Чернівець. ун-ту, серія геол., 1955б, 16, вип. 1.
- Курочка В. П. Галлуазит в фосфоритонесних аргілітах древнього палеозою Придністров'я.— Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Курочка В. П. Циклы осадконакоплення давньопалеозойських відкладів Придністров'я і фациальна приуроченість к ним глинистих мінералів, мікроелементів і деяких корисних копалин. Автореф. канд. дисс. Минск, 1959.
- Куцыба А. М. Объяснительная записка к Атласу палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Лазаренко Е. К. О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолии.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1947, № 1.
- Лазаренко Е. К. Глаукоцит. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., Изд. «Высшей школы», 1963.
- Ларин Н. И., Светозарова Т. А. Стратиграфия песчано-сланцевой толщи

- силура Подолии. В кн.: «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2. М.-Л., ОНТИ, 1932.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1957.
- Лебедев П. И. Подольская чарнокитовая формация. В кн.: «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса», т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Леммлейн Г. Г., Клия М. О. Новые данные об отложении вещества кристалла на стенках полости жидкого включения.— Докл. АН СССР, 1952, 82, № 5.
- Леонтович Н. А. Статистическая физика. М., Гос. изд-во техн.-теорет. лит-ры, 1944.
- Лизалек И. А. Петрографо-минералогическая характеристика ниже-среднедевонских отложений Южно-Минусинской впадины.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1959, вып. 1.
- Лизалек И. А. К характеристике глинистых пород девона Южно-Минусинской впадины.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, 1960, вып. 9.
- Липківська Г. В. До петрографії жорнових та точильних пісковиків Поділля.— Вістн. Укр. район. геол.-розвід. упр., 1929, вып. 14.
- Лисицын Л. П. Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 2.
- Логвиненко Н. В. Аутигенные минералы продуктивной толщи Донецкого карбона.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1951, № 5.
- Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Лодочников В. Н. Краткая петрология без микроскопа для неспециалистов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1953, 29, вып. 2.
- Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Деякі дані про найдавніші осадові світи Поділля.— Геол. ж., 1937, 3, вип. 3—4.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Этапы развития Подольской платформы и ее причерноморского склона. В кн.: «Труды нефтяной конференции». Киев, Изд-во АН УССР, 1939.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. «Донеогеновая история».— Сов. геол., 1940, № 5—6.
- Лунгерсгаузен Л. Ф., Никифорова О. И. О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолии к аналогичным слоям некоторых мест Западной Европы.— Докл. АН СССР, 1942, 34, № 2.
- Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, кинциты, чарнокитовые граниты северной части Украины.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 1927, 27, вып. 2.
- Лучицкий В. И. Габбро-норитовые магмы УССР.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1938, вып. 12.
- Лучицкий В. И. Сравнительная характеристика основных и ультраосновных пород Украины и их металлогения.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1940, 20.
- Лучицкий В. И. Ассимиляция и гибридизация на территории Украинского кристаллического массива.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950, вып. 107, петрогр. серия (№ 31).
- Любимова Е. А. Термическая история Земли и ее геофизические последствия. В кн.: «Тезисы докладов на I Всесоюзном совещании по геотермическим исследованиям в СССР». М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Любимова Е. А. Тепловая история Земли. В кн.: «Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Малиновский Ф. М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1955, 84, вып. 1.
- Мельников М. П. Геологические исследования в области приднестровских фосфоритов.— Зап. С.-Петерб. мин. об-ва, 1886, 22.
- Миропольский Л. М. Флюорит в кунгурских отложениях Татарии.— Докл. АН СССР, 1939, 25, № 6.

- Миропольский Л. М. Галенит в пермских отложениях Татарии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 3.
- Миропольский Л. М. Галенит в девонских отложениях на востоке Татарии.— Докл. АН СССР, 1951, 28, № 4.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1—2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Нарчешавили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горно-хим. сырья, 1958, вып. 4.
- Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. В кн.: «Дочетвертичная микропалеонтология» (Международ. геол. конгр. Докл. сов. геол. 21 сессия. Проблема 6). М., 1960.
- Никифорова О. И. Схема стратиграфии верхнего силура Подолии.— Мат-лы ВСЕГЕИ, 1948, сб. 8.
- Никифорова О. И. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений Подолии. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Новикова А. С. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Ньютон Р. и Роунд Г. Ф. Диффузия гелия в осадочных породах.— Геохимия, 1961, № 4.
- Огильви Н. А. Одна из возможных причин связи карстовых явлений с тектоническими зонами. В кн.: «Тезисы докладов на научном совещании по изучению карста», вып. 7, М., 1956.
- Палій Р. Н. Джуржевські фосфоритові родовища на Поділлі.— Вісн. Укр. від. Геол., ком., 1925, вип. 6.
- Пашкевич Е. И. Пистрак Р. М., Самборский Н. А. Стратиграфия девонских отложений южной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та природных газов, 1959, вып. 7 (15).
- Перозио Г. Н. Эпигенетическая зональность в терригенных породах мезозоя в центральной части Западно-Сибирской низменности.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 5.
- Перозио Г. Н. Об эпигенетических изменениях в терригенных породах мезозоя центральной части Западно-Сибирской низменности.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья. 1961, вып. 17.
- Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты как индикатор геологического времени.— Геохимия, 1960, № 1.
- Половинкина Ю. Ир. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине.— Труды Глав. геол.-развед. упр., 1931, вып. 94.
- Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР.— Труды лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива (опыт тектоно-магматического анализа). М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Половинкина Ю. Ир. Возрастные взаимоотношения пород докембрия правобережья Приднестровья.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.
- Половинкина Ю. Ир. История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве. В кн.: «Труды пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1958а.
- Половинкина Ю. Ир. Новые данные по стратиграфии и истории формирования Украинского кристаллического массива.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958б, вып. 1.
- Половинкина Ю. Ир. Украинский кристаллический массив. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм, М., Госгеолтехиздат, 1958в.
- Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. К вопросу о существовании Подольской чарнокито-норитовой формации.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1955, № 1.
- Постникова И. Е. Нижнепалеозойские отложения района Сердобска. В кн.: «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». М.— Л., Гостехиздат, 1953.
- Постникова И. Е. Литология, стратиграфия, тектоника и возможная нефтеносность додевонских отложений Рязано-Пачелмского прогиба. Автореф. канд. дисс. М., 1955.
- Преображенский И. А. Об автигенных минералах и минералообразовании.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 40, петрогр. серия (№ 13).
- Приклонский В. А., Окнина Н. А. Диффузионные процессы в глинистых

- породах и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии. В кн.: «Проблемы гидрогеологии». М., Гостеолтехиздат, 1960.
- Проскурко А. И. О нахождении диабазовых порфиров и туффов в районе Приднестровья.— Докл. АН СССР, 1955, 100, № 5.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— Проблемы сов. геол., 1933, 1, № 1.
- Пустовалов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 11.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956а, вып. 5.
- Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956б, вып. 5.
- Пухтинский М. Н. Итоги изучения буровых скважин Подолии в районе работ Подольской партии Укргеолкома.— Вестн. Укр. Геол. ком., 1926, вып. 68.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Раковский А. В. Введение в физическую химию. М.— Л., Госхимиздат, 1938.
- Рид В. Т. Дислокации в кристаллах. М., Металлургиздат, 1957.
- Ричардсон Г. М. Фазовые превращения, происходящие при нагревании каолиновых глин. В кн.: «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М., ИЛ, 1955.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).
- Рутье П. Некоторые современные направления во Франции в области геологии рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л. Б. О некоторых закономерностях эпигенеза. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Рыженко Б. Н., Хитаров Н. А. О кислотности и щелочности водных растворов в условиях повышенных температур и давлений.— Геохимия, 1961, № 10.
- Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Самойлов О. Я. К вопросу об адсорбции различных ионов из водных растворов.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1959, № 5.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод.— Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1957, № 3.
- Саянов В. С. Петрография диабазовых спиллитовых пород северо-восточной части Молдавской ССР.— Изв. Молдав. фил. АН СССР, 1957, № 1 (34).
- Семененко Н. П. Единая классификация магматических горных пород (на укр. яз.). Киев, 1949.
- Семененко Н. П. Проблемы метаморфизма.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Семененко Н. П. Магматическая деятельность на равнинной части УССР. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды I Всесоюзного петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Семененко Н. П., Бурксер Е. С., Ивантишин М. Н. Сравнительная характеристика возраста горных пород Украинского кристаллического массива. В кн.: «Труды пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Слензак О. И. Петрогенезис чарнокитового комплекса приднестровской части Украинского кристаллического щита (на укр. яз.). Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Соболев Д. Н. О геологической структуре Западной Украины.— Сов. геол., 1959, 9, № 12.
- Соколов Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.
- Соколов Б. С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения докембрийских платформ Евразии. Труды ВНИГРИ, Л., 1958, вып. 126.

- Стащук М. Ф. До стратиграфії німї теригеної товщі нижньопалеозойських відкладів середнього Придністров'я.— Геол. ж., 1957а, 17, вып. 2.
- Стащук М. Ф. Минералогия и литология древнепалеозойских отложений среднего Приднестровья и связанные с ними полезные ископаемые. Автореф. канд. дисс. Киев, 1957б.
- Стащук М. Ф. Літологічні особливості давньопалеозойських відкладів середнього Придністров'я.— Труды Ин-та геол. наук УССР, серия стратигр., 1958, вып. 21.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.
- Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957а, № 11.
- Страхов Н. М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957б.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Сухаревич П. М. О стратиграфическом положении аркозовых песчаников юго-западного склона Русской платформы.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 1.
- Сухов И. М. Древнейшая кора выветривания на территории Молдавской ССР.— Труды Ин-та геол. наук АН УССР, 1952, вып. 1.
- Сухов И. М. О возрасте немых толщ нижнего палеозоя в Приднестровье.— Докл. АН СССР, 1959, 124, № 2.
- Тагеева Н. В. Изучение диагенеза осадков некоторых морей. В кн.: «Морская геология» (Междунар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10.) М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Таусон Л. В., Певцова Л. А. О закономерности распределения свинца и цинка в породах сусамырского каледонского гранитного комплекса.— Докл. АН СССР, 1955, 103, № 6.
- Таусон Л. В., Студеникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах. В кн.: «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Теодорович Г. И. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки. В кн.: «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, № 1.
- Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. М., ИЛ, 1951.
- Тиммергазин К. Р. Диабазовая формация платформенной области Башкирии.— Труды Горно-геол. ин-та Баш. фил. АН СССР, 1959, вып. 2.
- Тимофеев Б. В. Древнепалеозойские отложения в Молдавии.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 6.
- Тихомиров С. В. Отложения девона южной части Московской синеклизы и некоторые данные о древнем палеозое Калужского района.— МОИП, отд. геол., 1953, 28, № 3.
- Тихомиров С. В. О возрасте вулканогенных отложений южной части Московской синеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, № 1.
- Ткачук Л. Г. Докембрийские кристаллические породы течения р. Южного Буга до устья р. Иквы (на укр. яз.).— Геол. ж. 1938, 5, вып. 4.
- Ткачук Л. Г. Гайворон-Завальский комплекс чарнокито-норитовых пород и связанные с ними месторождения хромита. Киев, Изд-во АН УССР, 1940.
- Ткачук Л. Г. Пироксено-плагиоклазовые гнейсы Побужья (на укр. яз.). Киев, Изд-во АН УССР, 1947а.
- Ткачук Л. Г. Подольский чарнокито-норитовый комплекс (на укр. яз.). Киев, Изд-во АН СССР, 1947б.
- Ткачук Л. Г. Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості.— Геол. ж., 1954, 14, вып. 3.

- Ткачук Л. Г., Иванова Г. Н., Савицкая А. А. Чарнокито-норитовые породы Молдавской ССР.— Науч. зап. Львовск. политехн. ин-та, 1956, 46, серия геол.-развед., № 1.
- Тугаринов А. И. О геохимическом значении различий состава свинца в свинцово-рудных месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.
- Тугаринов А. И., Щербакова Р. И., Бедриков В. П. Изотопный состав свинца свинцовых рудопоявлений Приднестровья.— Геохимия, 1960, № 4.
- Усенко И. С. О генезисе чарнокитов Украинского кристаллического щита.— Докл. АН СССР, 1956, 107, № 4.
- Успенский Н. А. Железистые хлориты Алапаевских железорудных месторождений.— Труды Ломоносов. ин-та геохимии и мин. АН СССР, 1936, 7.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1957, вып. 10.
- Ферберн Г. В. Синтетический кварцит. В кн.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». М., ИЛ, 1954.
- Ферсман А. Е. Геохимия России, вып. 1. Пг., Науч. хим.-техн. изд-во, 1922.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Л., Госхимтехиздат, 1934.
- Флоренский В. П. Флюорит в нижнепермских отложениях Башкирской АССР.— Докл. АН СССР, 1941, 31, № 3.
- Флоренский В. П., Михайлова Н. А. Сульфиды цинка в девонских породах Западного Приуралья.— Докл. АН СССР, 1952, 86, № 6.
- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Фурман Е. П. Минералогия фосфоритов месторождений Приднестровья. Автореф. канд. дисс. Львов, 1953.
- Фурман Е. П. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 1. Изд-во Львов. ун-та, 1954.
- Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. В кн.: «Труды 4-го Совещания по экспериментальной минералогии и петрографии», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. Л., Орлова Н. А. Эпигенные минералы как показатели времени прихода нефти в песчаные промышленные коллекторы.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Черников О. А. О некоторых аутигенных новообразованиях в нижнекаменноугольных песчано-алевритовых породах Ашанской мульды (северо-западный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 4.
- Чирвинский В. Н. Химическое и микроскопическое исследование подольских фосфоритов.— Зап. Киев. об-ва естествоисп., 1905, 20, вып. 1.
- Чирвинский В. Н. Фосфориты Украины.— Мат-лы для изуч. производ. сил России, 1919, № 30.
- Чирвинский В. Н. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах Киевской губернии и прилегающих частей Подолья.— Вестн. Укр. район. геол.-развед. упр., 1929, вып. 14.
- Чумаков А. А., Сухаревич П. М., Саянов В. С. Новые данные о магматических проявлениях в южной части Днестровско-Прутского водораздельного плато.— Докл. АН СССР, 1954, 97, № 3.
- Чумаков А. А., Сухаревич П. М. О тектоно-магматических проявлениях в южной части Днестровско-Прутского водораздельного плато.— Докл. АН СССР, 1956, 108, № 3.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952а, № 5.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952б, № 1.

- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Шмидт Ф. В. О сидурийских окаменелостях Подолии и Галиции.— Труды С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., 1874, 5, вып. 2.
- Шульга П. Л. О палеозое западной Волыни и юго-западной части Брестской области БССР.— Докл. АН СССР, 1951, 80, № 1.
- Шульга П. Л. Про вік найдавнішої аркозової товщі південно-західної окраїни Російської платформи.— Допов. АН УРСР, 1952а, № 4.
- Шульга П. Л. Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы (Волынь и Подолия).— Геол. ж., 1952б, 12, вып. 4.
- Шульга П. Л. Объяснительная записка к «Атласу палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР». Киев, Изд-во УССР, 1960.
- Шутов В. Д. Эпигенетическая зональность палеозойских и рифейских отложений Пачелмского прогиба.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, 35, вып. 6.
- Шутов В. Д. Зоны эпигенеза в терригенных отложениях платформенного чехла.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962а, № 3.
- Шутов В. Д. О некоторых специфических чертах прогрессивного эпигенеза в условиях платформенной области.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1962б, № 310, серия геол. наук, вып. 12.
- Шутов В. Д., Долматова Т. В. Характер изменений каолинита в терригенных породах при глубинном изменении.— Acta Univer. Carolinae. 1961, Geol. Suppl. 1.
- Эйхвальд Э. И. Геогностические замечания о Литве, Волыни и Подолии.— Горн. ж., 1840, ч. 3, кн. 7.
- Яковичский И. Систематическая опись минералогического кабинета Виленской медико-хирургической академии, ч. 1—2, Вильно, 1836.
- Alth O. Gebirgs-Profil und Hebung in Ungarn und Südrussland.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1841.
- Alth A. Über paleozoiche Gebilde Podoliens und deren Versteinerungen. Wien, 1874.
- Besser W. Zapisy w przedmiotach historyi natury o Wolinin, Podolia Ukraini einiekt. blezszych okolicach.— Pamietnic Farmac Wilenski, 1820, N 1—2.
- Bernal J. D., Fowler R. H. A theory of water and ionic solution with particular reference to hydrogen and hydroxyl ions.— J. Chem. Phys., 1933, 1, N 8.
- Bloede B. G. K. Versuch einer Darstellung der Gebirgsformationssystem in Europa-eichen Russland.— Bull. Soc. natur. Moscou, 1845, 18, N 1.
- Coombs D. C. The nature and alterations of some Triassic sediments from Southland, New Zealand.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1954, 82.
- Crowley A. I. Possible criterion for distinguishing marine and nonmarine sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1939, 23, N 11.
- Eichwald E. I. [Эйхвальд Э. И.]. Naturhistorische Skizze von Lithauen, Volhynien und Podolien in geognostisch-mineralogischer, botanischer und zoologischer Hinsicht Wilno, 1830.
- Emery K. O., Rittenberg S. C. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1952, 36, N 5.
- Füchtbauer H. Die nichtcarbonatische Bestandteile des Götringener Muschelkalles mit besonderer Berücksichtigung der Mineral-Neubildungen.— Heidelb. Beitr. zur Mineral. und Petrogr., 1950, 2, H. 3.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies.— Mem. Geol. Soc. America, 1958, N 73.
- Gaither A. A study of porosity and grain relationships in experimental sands.— J. Sediment. Petrol., 1953, 23.
- Garrels K. M., Dreyer K. M., Howland A. L. Liquid inclusions in halite as a guide to geologic thermometry.— Amer. Mineralogist, 1949, 34, N 1.
- Gilbert Ch. M. Cementation of some California Tertiary reservoir sands.— J. Geol. 1949, 57, N 1.
- Goldstein A. Cementation of Dakota sandstones of Colorado Front Range.— J. Sediment. Petrol., 1948, 18.

- Greenberg S. A., Price P. M. The solubility of silica in solutions of electrolytes.— *J. Phys. Chem.*, 1957, 61.
- Herald M. T. Autigenesis in West-Virginia sandstones.— *J. Geol.*, 1950, 58, N 6.
- Herald M. T. Stylolites in sandstones. *J. Geol.*, 1955, 63, N 2.
- Herald M. T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri.— *J. Geol.*, 1956, 64, N 1.
- Herald M. T. Significance of stylolites in permeable sandstones.— *J. Sediment. Petrol.*, 1959, 29, N 2.
- Jakowicki I. Postrzeżenia geognostyczne w Kraju rozciągającym się od brzegów morza Bałtyckiego etc. aż do brzegów morza Czarnego.— *Dziennik Wileński*, 1836, N 3, 5, 7.
- Krauskopf K. B. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in sea water. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, 5, N 1—2.
- Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, 10, N 1/2.
- Matuura R., Shimozawa R. Self-diffusion of calcium ion and strontium ion in aqueous calcium chloride and strontium chloride solutions.— *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, 1955, N 2.
- Millot G. The principal sedimentary facies and their characteristic clays.— *Clay Minerals Bull.*, 1952, 1, N 235—7.
- Mills R., Kennedy J. W. The self-diffusion coefficients of iodide, potassium and rubidium ions in aqueous solutions.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1953, 75.
- Morgan B., Warren E. X-ray analysis of the structure of water.— *J. Chem. Phys.*, 1938, 6.
- Okamoto I., Takeshi O., Ratsumi Y. Properties of silica in water.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, 12.
- Owen B. B., Brinkley S. R. Calculation of the effect of pressure upon ionic equilibria in pure water and in salt solutions.— *Chem. Rev.*, 1941, 29.
- Packham G. H., Crook K. A. W. The principle of diagenetic facies and some of its implications.— *J. Geol.*, 1960, 68, N 4.
- Price P. H. Stylolites in sandstones.— *J. Geol.*, 1934, 42, N 1.
- Schakhöfer Fr. Über die Phosphorit-Einlagerungen an den Ufern des Dniestr in Russisch und Österreichisch Podolien und in der Bukowina.— *Jahrb. K.—K. Geol. Reichsanst.*, Wien, 1871, 21, H. 2.
- Siever R. Silica solubility 0—200° C, and the diagenesis of siliceous sediments.— *J. Geol.*, 1962, 70, N 2.
- Sloss L. L., Feray D. E. Microstylolites in sandstones.— *J. Sediment. Petrol.*, 1948, 18, N 4.
- Smithson F. The petrography of dickitic sandstones in North Wales and Northern England.— *Geol. Mag.*, 1954, 190, N 3.
- Spencer E. Albite and other authigenic minerals in the limestone of Bengal.— *Mineral. Mag.*, 1925, 80, N 3.
- Stazic S. O ziemiórództwie gór dawniej sarmacji, a później Polski. Warszawa, 1805.
- Taylor I. M. Pore space reduction in sandstones.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1950, N 4.
- Văscăuțanu Th. Formațiunile siluriene din malul românesc al Nistrului (les formations siluriennes de la rive roumaine du Dniester. Contributions à la connaissance du paleozoïque du bassin Moldo — Podolique).— *Anuarul Inst. geol. al. Romaniei*, 1930, 15.
- Văscăuțanu Th. Les formations de la rive roumaine du Dniester.— *Anuarul Inst. geol. al. Romaniei*, 1931, 16.
- Vries H. de. Radiocarbon dates for Upper Eem and Würm interstadial samples.— *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1958, 9.
- Waldschmidt W. A. Cementing materials and their probable influence on the migration and accumulation of oil and gas.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1941, 25.
- Wang J. H., Kennedy J. W. Self-diffusion coefficients of sodium ion and iodide ion in aqueous sodium iodide solutions.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1950, 72.
- Wang J. H. Effect of ions on self diffusion and structure of H₂O in aqueous electrolytic solutions.— *J. Phys. Chem.*, 1954, 58.

- Wieseneder H., Maurer I. Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens.— *Eclogae geol. Helv.*, 1958, 51, N 3.
- Young R. B. Stylolitic solution in Witwatersrand quartzites.— *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 1945, 47.
- Zen E-A n. Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks.— *Amer. J. Sci.*, 1959, 257, N 1.
- Zisman W. The effect of pressure on the electrical conductance of salt solutions in water.— *Phys. Rev.*, 1932, 39, N 1.
- Zych W. Old-Red Podolski. Lwow, 1927.
- Zych W. Fauna ryb dewonu i dowltohu Podola Pteraspidomorphi Heterostraea. Lwow, 1930.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

Некоторые текстурные особенности пород

1. Фунтиковая текстура в глинисто-карбонатных образованиях калюсских слоев. Матричная часть. В углублении заметна ребристая скульптура поверхности. Натур. вел.
2. Фунтиковая текстура в глинисто-карбонатных образованиях калюсских слоев. Коническая часть. Натур. вел.
3. Косая слоистость в песчаниках каниловских слоев. $1/7$ натур. вел.
4. «Песчаные пузыри» на поверхностях наслоения мелкозернистых песчаников ямпольских слоев. $1/2$ натур. вел.

Т а б л и ц а II

Олчедаевские слои. Песчаники и песчанистые гравелиты

1. Регенерация кварцевых зерен и регенерационный кварцевый цемент полиэдрического облика. Контуры обломочных зерен очерчены тончайшими включениями пузырьков жидкости. Николи скрещены. Увел. 65.
2. Конформная структура. Между сопряженными зернами кварца сохраняется частично перекристаллизованная глинистая прокладка. Николи скрещены. Увел. 65.
3. Крустификационная каемка лютецита вокруг обломочного зерна кварца. Николи скрещены. Увел. 90.
4. Внедрение роговикового кварца в зерно микроклина. Николи скрещены. Увел. 90.
5. Регенерация обломочного зерна кварца с поликристаллической структурой. Структурные дефекты обломочного зерна переходят в регенерационную каемку. Контур обломочного зерна очерчивается дисперсными включениями жидкости. Николи скрещены. Увел. 65.
6. Регенерационная кайма аутигенного калиевого полевого шпата вокруг обломочного зерна микроклина (слева). Характерна форма аутигенной каемки — «языки пламени». Справа — обломочное зерно кварца с растущей навстречу микроклину регенерационной кварцевой каймой. Николи скрещены. Увел. 95.

Т а б л и ц а III

Олчедаевские слои. Песчаники и песчанистые гравелиты

1. Трещина в обломочном зерне пертитизированного микроклина (1), выполненная аутигенным калиевым полевым шпатом (2), местами замещенная кальцитом (3). Николи скрещены. Увел. 65.
2. Зональное строение аутигенного микроклина, нарастающего на обломочное зерно микроклина (слева). Зоны различаются по величине угла угасания. Николи скрещены. Увел. 90.
3. Трещина в обломочном зерне микроклина, выполненная в зальбандах аутигенным калиевым полевым шпатом (1), а в осевой части — кварцем (2) Николи скрещены. Увел. 65.

4. Гидратизация биотита с возникновением образований со структурой «столбика монет». Никколи скрещены. Увел. 65.
5. Дробленое зерно обломочного микроклина, сцементированное аутигенным кварцем (белый), продолжающим регенерационную каемку, близ расположенного (внизу) зерна. Никколи скрещены. Увел. 65.
6. Регенерационная кайма аутигенного микроклина с правильной кристаллической огранкой. Никколи скрещены. Увел. 180.

Т а б л и ц а IV

Олчедаевские слои. Песчаники и песчанистые гравелиты

1. Роговиковый кварцевый цемент, местами переходящий в тонкозернистый глинисто-кварцевый агрегат, корродирующий обломочные зерна кварца. Никколи скрещены. Увел. 65.
2. Инкорпорация микроклина (1) в кварц (2). Никколи скрещены. Увел. 65.
3. Жеодка роговикового кварца в тонкозернистом глинисто-кварцевом цементе. Видна коррозия, а иногда регенерация обломочных зерен кварца. Никколи скрещены. Увел. 65.
4. Линейно расположенные включения жидкости в кварце (залеченные трещины). Местами они сливаются с включениями жидкости, расположенными на границе обломочного зерна, и регенерационной кварцевой каймой (слева). Кварц и микроклин (внизу) сростаются в конформной структуре. Никколи скрещены. Увел. 100.
5. Конформный контакт между зернами кварца (вверху) и микроклина (внизу). Никколи скрещены. Увел. 65.

Т а б л и ц а V

Олчедаевские слои. Песчаники и песчанистые гравелиты

1. Псевдоморфное замещение биотита кварцем. Реликты слюдяного листочка мусковитизируются. Никколи скрещены. Увел. 60.
2. Анатаз, возникший в результате преобразования зерен ильменита и титаномагнетита. Ямпольские слои. Никколи скрещены. Увел. 220.
3. Гидрослюдистый цемент, возникший за счет преобразования биотита. Никколи скрещены. Увел. 100.
4. Растворение зерен кварца и микроклина, зажатых между листочками биотита. Никколи скрещены. Увел. 65.
5. Гидрослюдистый цемент, возникший в результате преобразования биотита. В тонко- и дисперсночешуйчатой массе сохранились реликты крупных вермикулитизированных листочков (светлое). Никколи скрещены. Увел. 65.
6. Деанортитизация (альбитизация) зерна плагиоклаза по одной системе двойников (светлые полосы). Никколи скрещены. Увел. 65.

Т а б л и ц а VI

Олчедаевские и ломозовские слои

1. Регенерация кварца. Регенерационные кварцевые каемки переполнены тончайшими включениями жидкости. Олчедаевские слои. Песчанистые гравелиты с регенерационным кварцевым цементом. Никколи скрещены. Увел. 65.
2. Гидробиотит со структурой «столбика монет». Олчедаевские слои. Мелкозернистые песчаники с гидрослюдистым цементом. Никколи скрещены. Увел. 65.
3. Фестончатое растворение зерна кварца в контакте с листочком гидробиотита. Олчедаевские слои. Песчаники с гидрослюдистым цементом. Никколи скрещены. Увел. 100.
4. Перекристаллизация плагиоклаза с образованием хорошо ограненных кристаллов аутигенного альбита (1). Ломозовские слои. Песчаники. Никколи скрещены. Увел. 245.
5. Пластинчатая форма обломочного зерна кварца, зажатого между листочками биотита, возникшая в результате его интенсивного растворения. Ломозовские слои. Обломочные слюдяные породы — микалиты. Никколи скрещены. Увел. 245.
6. Алевролиты с конформной структурой. Редкие зерна кварца обнаруживают признаки регенерации. Ломозовские слои. Увел. 245.

Таблица VII

Ломозовские и ямпольские слои. Песчаники

1. Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза, развивающаяся по одной системе двойников, с понижением их показателя преломления. Ямпольские слои. При одном никеле. Увел. 245.
2. Замещение обломочного зерна плагиоклаза каолинитом и дикситом, в результате чего оно разобщено на две части. Дикситизация предшествовала инкорпорация плагиоклаза кварцем. Диксит корродирует также зерна кварца. Ломозовские слои. Никели скрещены. Увел. 220.
3. Цементация крупных гравийных зерен мелкозернистым обломочным материалом. В последнем наблюдается широкое развитие конформных контактов. Ломозовские слои. Никели скрещены. Увел. 245.
4. Микростилолитовая структура. Между сопряженными зернами кварца прослеживается хлоритовая прокладка. Ямпольские слои. Никели скрещены. Увел. 245.
5. Обрастание обломочного зерна микроклина (внизу) аутигенной каймой с хорошо выраженной огранкой типа «языков пламени». Аутигенный микроклин вырастает в обломочный кварц (сверху). Ямпольские слои. Никели скрещены. Увел. 245.
6. Пластическая деформация обломочного зерна плагиоклаза с изгибанием двойниковых швов, сопровождающаяся интенсивной его деанортитизацией. Ямпольские слои. Никели скрещены. Увел. 60.

Таблица VIII

Ямпольские слои. Песчаники

1. Инкорпорация зерна плагиоклаза (сверху) в зерно кварца (внизу). Никели скрещены. Увел. 130.
2. Замещение обломочного зерна микроклина кальцитом. Никели скрещены. Увел. 440.
3. Конформно-стилолитовый контакт между зернами кварца. Никели скрещены. Увел. 130.
4. Агрегат хорошо ограниченных кристалликов аутигенного цоизита в цементирующей массе песчаников. При одном никеле. Увел. 330.
5. Деформированные и гидратизированные пластинки биотита, преобразованные в диоктаэдрическую слюду. Никели скрещены. Увел. 65.

Таблица IX

Ямпольские слои. Песчаники

1. Конформная структура в результате растворения в местах стыка зерен кварца и микроклина с решетчатой структурой. Никели скрещены. Увел. 60.
2. Механически деформированное зерно плагиоклаза. Деформация сопровождается частичной деанортитизацией отдельных двойниковых индивидов, а также участков зерна, заметных по различию в двупреломлении. Никели скрещены. Увел. 440.
3. Регенерация обломочного зерна микроклина аутигенным калиевым полевым шпатом. Характерная форма огранки новообразования — «языки пламени». Никели скрещены. Увел. 440.
4. Цеолитизация и деанортитизация обломочного зерна плагиоклаза по трещинам спайности, сопровождающаяся исчезновением его двойниковой структуры. Никели скрещены. Увел. 440.
5. Дугообразный изгиб двойников в зерне плагиоклаза в результате механической его деформации. Изгиб сопровождается частичной деанортитизацией плагиоклаза с появлением ограниченных кристалликов альбита (светлые таблички). Никели скрещены. Увел. 440.

Таблица X

Ямпольские слои. Песчаники

1. Зерно глауконита, нацело замещенного тонкочешуйчатым агрегатом серицита. Никели скрещены. Увел. 220.
2. Деанортитизированное (альбитизированное) обломочное зерно плагиоклаза, регенерированное альбитом. Никели скрещены. Увел. 220.

3. Регенерированное зерно кварца. Структурные дефекты обломочного зерна (внизу) продолжаются в регенерационной кайме (вверху). Заметно ритмическое расположение цепочек тончайших жидких включений. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Кристалл аутигенного доизита. В центре его различается обломочное ядро овальной формы. Николи скрещены. Увел. 650.
5. Замещение одной системы двойников в зерне плагиоклаза (1) аутигенным кварцем (2), являющимся продолжением регенерационной каймки соседнего кварцевого зерна (внизу). Николи скрещены. Увел. 220.
6. Деаортитизация (альбитизация) одной системы двойников в обломочном зерне плагиоклаза. Николи скрещены. Увел. 330.

Таблица XI

Ямпольские слои. Песчаники

1. Замещение зерен полевых шпатов и кварца кальцитом. Николи скрещены. Увел. 90.
2. Прожилки микрозернистого кварца, секущий обломочные зерна и регенерационные кварцевые оболочки. Николи скрещены. Увел. 145.
3. Замещение зерен плагиоклаза каолинит-диккитовым агрегатом. От замещения сохранилась лишь тонкая наружная кайма, очерчивающая контур обломочного зерна. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Замещение обломочного зерна плагиоклаза диккитом. Николи скрещены. Увел. 330.
5. Замещение обломочного зерна плагиоклаза каолинит-диккитовым агрегатом. От замещения уцелела лишь наружная часть зерна в виде своеобразной скорлупы. Зерно плагиоклаза конформно контактирует с соседними зернами кварца. Николи скрещены. Увел. 180.
6. Коррозия обломочных зерен кварца тонкозернистым кремнистым кварцем поздней генерации и кальцитом (светлые выделения). Николи скрещены. Увел. 110.

Таблица XII

Ярышевские слои. Слюдисто-алевритовые аргиллиты и кремнистые туфы

1. Пепловая частица с характерной рогульчатобразной формой, сохранившаяся в глауконитовой конкреции. Кремнистый туф. Николи скрещены. Увел. 440.
2. Реликты изотропных пепловых частиц в глауконитовой микроконкреции. Кремнистый туф. Николи скрещены. Увел. 440.
3. Корродированное зерно кварца, местами с оплавленными очертаниями, вулканокластической природы. Кремнистый туф. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Зерно кварца оскольчатой формы, вулканокластической природы. Кремнистый туф. Николи скрещены. Увел. 220.
5. Причудливая коррозия зерен кварца хлоритовым веществом. Слюдисто-алевритовые аргиллиты. Николи скрещены. Увел. 460.
6. Изотропные частицы вулканического пепла. Кремнистые туфы. Николи скрещены. Увел. 650.

Таблица XIII

Ярышевские слои. Кремнистые туфы, туффиты, полимиктовые туфогенные алевриты и песчаники

1. Обломочное зерно плагиоклаза микролитового облика. Николи скрещены. Кремнистый туф. Увел. 650.
2. Изотропная частица вулканического пепла в глинистой массе. Туффит. Николи скрещены. Увел. 180.
3. Замещение обломочного зерна плагиоклаза кальцитом. Кремнистый туф. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Мелкие выделения хлорита в тонкозернистой кварцевой массе. Кремнистый туф. При одном николе. Увел. 650.
5. Обломок хлоритовой миндалины с концентрически колломорфной структурой. Полимиктовые туфогенные песчаники. При одном николе. Увел. 440.
6. Хлоритизированный обломок эффузивной породы. Различается микролитовый узор структуры основной массы. При одном николе. Увел. 440.

Таблица XIV

Ярышевские слои. Песчаники с хлоритово-гидрослюдистым и каолинит-диккитовым цементом, обломочные слюдяные породы — микалиты

1. Растворение зерен кварца (1) и плагиоклаза (2), погруженных в обломочную слюдяную массу, образующую цемент песчаников. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Деанортитизация (альбитизация) обломочного зерна плагиоклаза, развивающаяся преимущественно по одной системе двойниковых индивидов. По направлению к центру зерна интенсивность альбитизации слабеет. Песчаник. Николи скрещены. Увел. 440.
3. Растворение обломочного зерна кварца, погруженного в массу, сложенную измененными листочками биотита. В результате растворения зерно приобретает уплотненную пластинчатую форму. Обломочные слюдяные породы — микалиты. Николи скрещены. Увел. 440.
4. Коррозия и замещение обломочного зерна кварца хлоритом, развивающимся по гидрослюдистой массе цемента песчаников. Николи скрещены. Увел. 440.
5. Замещение биотита тонкочешуйчатым каолинит-диккитовым агрегатом. В этом агрегате сохраняются лишь тончайшие реликты пластинок биотита. Микалиты. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Фестончатые формы коррозии кварца гидрослюдой, возникшей в результате преобразования биотита. Песчаник. Николи скрещены. Увел. 220.

Таблица XV

Ярышевские слои. Обломочные слюдяные породы — микалиты

- 1—3. Гамма постепенных переходов от слабогидратизированного и хлоритизированного биотита к биотиту, почти нацело замещенному каолинитом и диккитом. Николи скрещены. Увел. 220.

Таблица XVI

Ярышевские слои. Песчаники

1. Песчаники с базальным обломочным биотитовым цементом. Николи скрещены. Увел. 100.
2. Деформированное зерно плагиоклаза. Изгибание зерна сопровождается его деанортитизацией (альбитизацией), которая развивается преимущественно по одной системе двойников. Николи скрещены. Увел. 350.
3. Диккитизация биотита, развивающаяся вдоль базальной спайности листочка. Николи скрещены. Увел. 440.
4. Вращение гидратизированного листочка биотита в регенерационную кварцевую кайму. Гидратизация биотита предшествовала регенерации кварца. Николи скрещены. Увел. 220.
5. Преобразование биотита в вермикулит. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Регенерационный кварцевый цемент в песчаниках. Обломочные зерна оторочены гидрослюдисто-хлоритовой каймой, формирование которой предшествовало развитию процессов регенерации. Николи скрещены. Увел. 140.

Таблица XVII

Ярышевские слои. Песчаники

1. Замещение регенерационной кварцевой каемки диккитом. Местами диккит развивается вдоль контакта регенерационной каемки и обломочного зерна, замещая изнутри как обломочный, так и регенерационный кварц. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Регенерация обломочного кварца с захватом глинистого цемента. Николи скрещены. Увел. 50.
3. Псевдогранобластовая структура песчаников в результате развития конформного растворения и регенерации обломочных зерен. Николи скрещены. Увел. 100.
4. Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза, развивающаяся вдоль одной из систем двойников. Зерно корродируется каолинито-диккитовым агрегатом. Николи скрещены. Увел. 330.

5. Замещение биотита тонкочешуйчатым диксит-каолининовым агрегатом. Сохраняются лишь тончайшие, скелетной формы, реликты исходного минерала. Никколи скрещены. Увел. 220.
6. Замещение обломочного зерна микроклина кальцитом до состояния реликтов. Никколи скрещены. Увел. 150.

Таблица XXVIII

Ярышевские и Джуржевские слои. Песчаники

- 1, 3. Микростиллитовая структура в песчаниках. Вдоль поверхности сопряжения зерен — гидрослюдисто-хлоритовая кайма. Джуржевские слои. Никколи скрещены. Увел. 220.
2. Замещение плагиоклаза каолинитом и дикситом. Контуры обломочного зерна различимы благодаря реликтам, сохранившимся преимущественно по его периферии. Ярышевские слои. Никколи скрещены. Увел. 440.
4. Псевдогранобластовая структура песчаников, возникающая в результате регенерации кварцевых зерен. Характерен переход структурных дефектов обломочных зерен в регенерационные каемки. Ярышевские слои. Никколи скрещены. Увел. 100.
5. Псевдоморфное замещение каолинит-дикситового агрегата кальцитом. Исходная структура агрегата сохраняется в кальците. Ярышевские слои. Никколи скрещены. Увел. 440.
6. Форма выделений каолининовых минералов в цементирующей массе песчаников. Джуржевские слои. Никколи скрещены. Увел. 220.

Таблица XIX

Джуржевские слои. Песчаники

1. Кристалл аутигенного альбита (1), возникшего в результате перекристаллизации обломочного зерна плагиоклаза, обрастает цеолитовой каймой (2). Никколи скрещены. Увел. 440.
2. Обломочное зерно микроклина, частично замещенное каолинито-дикситовым агрегатом (1), частично кальцитом (2). Никколи скрещены. Увел. 100.
3. Замещение зерна плагиоклаза каолинит-дикситовым агрегатом. Сохраняется лишь периферическая часть обломочного зерна. Никколи скрещены. Увел. 100.
4. Альбитизированное зерно плагиоклаза, обрастающее альбитовой каймой. Никколи скрещены. Увел. 115.
5. Червеобразный кристалл диксита в хлоритовой цементирующей массе. Никколи скрещены. Увел. 220.
6. Игольчатые кристаллы цеолита в хлоритовой массе. Никколи скрещены. Увел. 115.

Таблица XX

Джуржевские слои. Песчаники

1. Замещение хлоритового цемента (темный фон) каолининовыми минералами (каолинит-дикситом), пакетовидной и червеобразной форм. Никколи скрещены. Увел. 440.
2. Регенерация зерен кварца. Структурные дефекты обломочного зерна переходят в регенерационную кайму. Контур обломочного зерна очерчивается включениями тончайших пузырьков жидкости. Регенерационный кварц корродируется каолининовыми минералами. Никколи скрещены. Увел. 220.
3. Кристаллы цеолита столбчатого облика в хлоритовом цементе. Никколи скрещены. Увел. 440.
4. Деанортитизация (альбитизация) обломочного зерна плагиоклаза. Альбит развивается преимущественно по одной системе двойников (различия в показателях преломления). Неальбитизированная система двойников частично замещается дикситом. При одном николе. Увел. 220.
5. Замещение альбитизированного и цеолитизированного зерна плагиоклаза аутигенным кварцем, регенерирующим соседние зерна. Никколи скрещены. Увел. 220.
6. Замещение обломочного зерна плагиоклаза каолинит-дикситовым агрегатом. Контуры зерна очерчиваются сохранившейся полевошпатовой «скорлупой». Этот же агрегат замещает гидрослюдисто-хлоритовую цементирующую массу, корродируя регенерационный и обломочный кварц. Никколи скрещены. Увел. 65.

Таблица XXI

Джуржевские и калюсские слои. Песчаники и аргиллиты

1. Замещение зерна микроклина кальцитом. Песчаники. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Псевдоморфное замещение каолинита и диккита кальцитом (сверху). Каолинит-диккитовый агрегат, не подвергшийся замещению (внизу). В кальцитовом агрегате сохраняются характерные формы каолинитовых минералов. Песчаники. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 360.
3. Базальный кальцитовый цемент. Кальцит корродирует и замечает обломочные зерна. В центре поля — зерна полевых шпатов, нацело замещенные каолинит-диккитовым агрегатом. Песчаники. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Своеобразные формы замещения зерна плагиоклаза цеолитом и альбитом. Песчаники. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 115.
5. Зерно плагиоклаза (в центре поля), нацело замещенное кварцем, регенерирующим соседние обломочные зерна. Контуры зерна очерчиваются включениями гидрослюдистых и хлоритовых чешуек. Различаются следы трещин спайности. Внизу справа — выделения более позднего кальцита. Песчаники. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Обособления каолинитовых минералов овальной формы в аргиллитах. Калюсские слои. Без анализатора. Увел. 80. Фото В. П. Курочки.

Таблица XXII

Калюсские слои. Фосфоритовые конкреции и карбонатные образования

1. Кристаллы гидроксилатапата в кварце, выполняющем внутренние полости фосфоритовых конкреций. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Радиально-лучистые выделения варисцита в кварце, выполняющем внутренние полости фосфоритовых конкреций. Николи скрещены. Увел. 440.
3. Фунтиковая текстура («cone in cone») карбонатных образований. При одном николе. Увел. 75.
4. Строение фосфоритовых конкреций. Фосфатный скелет и полости, выполненные вторичными минералами: кварцем, диккитом, сульфидами и др. Николи скрещены. Увел. 165.
5. Радиально-лучистая структура фосфоритового вещества конкреций. Николи скрещены. Увел. 175.
6. Радиально-лучистая структура фосфата, окаймляющего полость фосфоритовой конкреции. Полость выполнена кальцитом. Увел. 175.
7. Кварц и диккит, выполняющие продольные полости между фосфатными лучами конкреции. Николи скрещены. Увел. 70.
8. Кварц, выполняющий полость в фосфоритовой конкреции резорбирован и замещен диккитом. Николи скрещены. Увел. 175.

Таблица XXIII

Калюсские и каниловские слои. Фосфоритовые конкреции и песчаники

1. Псевдогранобластовая (кварцитовидная) структура песчаников в результате массовой регенерации зерен кварца. Видны зерна полевого шпата, нацело замещенные регенерационным кварцем. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 100.
2. Идиоморфные кристаллы пирита в кварце, выполняющем продольные полости в фосфоритовой конкреции. В зальбандах фосфатное вещество перекристаллизовано. Некоторые полости выполнены кальцитом (слева). Калюсские слои. Николи скрещены. Увел. 70.
3. Базальный кальцитовый цемент, интенсивно корродирующий и замещающий обломочные зерна. Песчаники. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Халцедон, выполняющий продольную полость в фосфоритовой конкреции. Местами халцедон переходит в кварц. Калюсские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
5. Зерна микроклина, почти нацело замещенные кальцитом. В мелких реликтах микроклина различается однообразно ориентированная двойниковая решетка. Калюсские слои. Николи скрещены. Увел. 100.

Таблица XXIV

Калюсские и каниловские слои. Фосфориты и песчаники

1. Включения каолинита и диккита в аутигенном кварце, выполняющем поровые промежутки в песчаниках. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 440.
2. Продольная полость в фосфоритовой конкреции, выполненная халцедоном, переходящим в кварц, диккитом (внизу справа) и кальцитом (вверху). Диккит корродирует и замещает халцедон и кварц, а кальцит замещает диккит. Калюсские слои. Николи скрещены. Увел. 75.
3. Деаортитизация (альбитизация) обломочного зерна плагиоклаза, сопровождающаяся бластической его перекристаллизацией. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Замещение зерна плагиоклаза регенерационным кварцем. Сохраняются лишь отдельные реликты исходного зерна. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 180.
5. Коррозия и замещение обломочных зерен полевых шпатов и кварца кальцитом. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Конформно-регенерационная структура песчаников. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 150.

Таблица XXV

Каниловские слои. Песчаники

1. Растворение обломочных зерен кварца, зажатых между листочками биотита. В результате растворения зерна кварца приобретают резко уплощенную форму. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 180.
2. Преобразование биотита в вермикулит. Ярышевские слои. Николи скрещены. Увел. 300.
3. Гидратизация биотита. Гидробиотит приобретает веерообразную форму. Светлые части — диоктаэдрическая гидрослюда. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 350.
4. Замещение микроклина глинистыми (гидрослюдистыми) минералами по трещинам спайности. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 155.
5. Замещение обломочных зерен кварца (вверху) и полевого шпата (в центре) кальцитом, сопровождающееся регенерацией соседних зерен кварца. Николи скрещены. Увел. 180.
6. Конформные структуры в песчаниках. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 140.
7. Деаортитизация (альбитизация) периферической части обломочного зерна плагиоклаза (светлая часть). Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 180.
8. Коррозия и замещение регенерационной кварцевой каймы кальцитом. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 160.

Таблица XXVI

Формирование глинистого цемента и структуры растворения под давлением

1. Замещение кварца фестоном гидратизированного биотита. Олчадаевские слои. Николи скрещены. Увел. 85.
2. Гидробиотит со структурой «столбика монет». Олчадаевские слои. Николи скрещены. Увел. 120.
3. Преобразование пластинок биотита в тонко- и дисперсночешуйчатый агрегат диоктаэдрических гидрослюдистых минералов (формирование глинистого цемента). Олчадаевские слои. Николи скрещены. Увел. 245.
4. Реликты обломочного зерна кварца, замещенного тонко- и дисперсночешуйчатым агрегатом диоктаэдрической гидрослюды (формирование глинистого цемента). Олчадаевские слои. Николи скрещены. Увел. 65.
5. Микрокристаллитовый контакт между зернами кварца. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Глауконит, развивающийся вдоль трещин спайности в зерне микроклина и замещающий его. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 150.

Таблица XXVII

Механическая деформация и структуры растворения под давлением

1. Механическая деформация зерна плагиоклаза с веерообразным изгибанием двойниковых швов. Деформация зерна сопровождается его деанортитизацией (альбитизацией). Более интенсивно альбитизация проявляется в местах максимального напряжения (высокая интерференционная окраска, появление отдельных ограниченных индивидов). Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 300.
2. Механическая деформация зерна плагиоклаза с дугообразным изгибанием двойниковых швов и дифференциальным скольжением отдельных двойниковых индивидов одного относительно другого. Деформация зерна сопровождается его деанортитизацией (альбитизацией). Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 245.
3. Механическая деформация зерна микроклина, сопровождающаяся нарушением его двойниковой решетки и возникновением трещин. Ярышевские слои. Николи скрещены. Увел. 330.
4. Пластическая деформация обломочного зерна эффузивной породы с гиалопидитовой структурой и частичная инкорпорация в него зерна кварца. Каниловские слои. Николи скошены. Увел. 80.
5. Инкорпорация обломочных зерен полевых шпатов в кварц. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 65.
6. Микростилолитовая структура сопряжения зерен кварца. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 108.
7. Жеодка анатаза (черный), выполненная кальцитом (светлый). Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 33.
8. Сложно деформированная, причудливо слоенная гидратизированная пластинка биотита. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 150.

Таблица XXVIII

Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза

1. Деформированное зерно плагиоклаза. Наблюдается дифференциальное смещение двойников одного относительно другого. Деформация зерна сопровождается его альбитизацией. Различаются индивиды альбита с совершенной огранкой. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 150.
2. Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза, сопровождающаяся общим повышением интерференционной окраски и исчезновением двойниковой структуры. Ямпольские слои. Увел. 165.
3. Деанортитизация (альбитизация) и бластическая перекристаллизация обломочного зерна плагиоклаза с возникновением агрегата прекрасно ограниченных кристаллов альбита. Ямпольские слои. Увел. 330.
4. Деанортитизация (альбитизация) и бластическая перекристаллизация обломочного зерна плагиоклаза (начальная стадия). Различаются отдельные индивиды с признаками огранки. Ямпольские слои. Увел. 160.
5. Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза, развивающаяся по одной системе двойников. Ямпольские слои. При одном николе. Увел. 150.
6. Деанортитизация плагиоклаза, развивающаяся по одной системе двойников. Процесс развивается преимущественно с периферии. По направлению к центру зерна альбитизированные двойники выклиниваются. Ярышевские слои. При одном николе. Увел. 175.
7. Бластическая перекристаллизация обломочного зерна плагиоклаза, в результате которой возникают прекрасно ограниченные кристаллы альбита (светлые) и цеолиты (серые). С периферии цеолиты замещаются регенерационным кварцем (справа). Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 175.
8. Зональная деанортитизация (альбитизация) обломочного зерна плагиоклаза. Альбитизированные зоны повторяют внешние очертания зерна. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 75.

Таблица XXIX

Цоизит, цеолиты и регенерационные структуры

1. Агрегат кристаллов цоизита, развивающийся частично в цементирующей массе песчаников, частично по зернам деанортитизированного плагиоклаза. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 440.

2. Цеолиты, развивающиеся вдоль трещин спайности в зерне плагиоклаза. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
3. Регенерация обломочного зерна кварца. Мозаичная и волнистая структуры обломочного зерна (внизу) переходят в регенерационную кварцевую кайму (вверху). Обломочный контур зерен очерчивается тончайшими включениями жидкости. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 440.
4. Замещение одной системы двойников зерна плагиоклаза регенерационным кварцем, нарастающим на соседнее зерно. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 185.
5. Регенерация кварца с ритмичным нарастанием регенерационной каймы. Ритмичность заметна благодаря неравномерному содержанию включения пузырьков жидкости. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 440.
6. Кварцитовидная (псевдогранобластовая) структура песчаников, возникающая в результате регенерации кварцевых зерен. Регенерационный кварц переполнен тончайшими включениями жидкости (черные точки). Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 70.

Таблица XXX

Регенерационные структуры

1. Разрастание регенерационных кварцевых каемок в направлении оси С обломочных зерен. Регенерационный кварц замутнен бесчисленными включениями тончайших пузырьков жидкости. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 108.
2. Зональная регенерация кварца. Темные непрозрачные включения — пузырьки жидкости. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 210.
3. Аутигенный микроклин, играющий роль цемента, выполняет поровые пространства между зернами кварца. Он корродирует кварц и внедряется в его зерна в виде бухточек и жилок. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Замещение обломочного зерна плагиоклаза регенерационным кварцем и частично кальцитом внизу. Отчетливо различимы контуры бывшего зерна и следы трещин спайности. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 190.
5. Регенерация обломочного зерна микроклина (внизу) каймой аутигенного микроклина с характерным пиловидным иззубренным внешним контуром («языки пламени»). Встречно растущая регенерационная кварцевая кайма, отделенная от обломочного кварцевого зерна (вверху) дисперсными включениями жидкости, сливается с микроклиновой. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 80.
6. Регенерация зерна плагиоклаза. Нарастающая кайма (справа) по составу соответствует альбиту. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 140.

Таблица XXXI

Регенерационные структуры, изменения обломочных минералов, рудные проявления

1. Изменение структуры периферийной зоны обломочного зерна микроклина (светлая кайма), приобретающей оптические свойства аутигенного микроклина (анортклазизация). Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Аутигенный микроклин, регенерирующий обломочное зерно микроклина (внизу слева), с характерным пилообразным внешним контуром («языки пламени»). Промежутки между зубцами аутигенного микроклина выполнены аутигенным кварцем. Олчедаевские слои. Николи скрещены. Увел. 100.
3. Выделения сфалерита (непрозрачные), цементирующие регенерированные зерна кварца. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 80.
4. Выделения сфалерита (непрозрачные), выполняющие поровые промежутки в песчанике. Сфалерит цементирует регенерированное альбитовой каймой зерно плагиоклаза. Николи скрещены. Увел. 80.
5. Диккитизация обломочного зерна плагиоклаза. Сохраняется узкая периферийная часть зерна в виде своеобразной полевошпатовой скорлупы. Николи скрещены. Увел. 220.
6. Диккитизация биотита. Темные участки с микроагрегатной структурой — каолинит-диккитовый агрегат, светлые — гидратизированный биотит. Ломозовские слои. Николи скрещены. Увел. 180.

Т а б л и ц а XXXII

Изменение обломочных зерен

1. Коррозия и замещение обломочного зерна кварца и нарастающей на него регенерационной кварцевой оболочки тонкочешуйчатым каолинит-диккитовым агрегатом. Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
2. Микротрещины, секущие обломочные зерна и регенерационные каемки. Трещины выполнены в местах пересечения зерен кварца аутигенным кварцем, в местах пересечения зерен микроклина аутигенным микроклином. Ямпольские слои. Николи скрещены. Увел. 150.
3. Замещение зерна кварца мелкочешуйчатым каолинит-диккитовым агрегатом. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 220.
4. Гидратизированный и вермикулитизированный листочек биотита, почти нацело-замещенный каолинит-диккитовым агрегатом (темный). Тонкие светлые чешуйки — реликты гидробиотита. Ярышевские слои. Николи скрещены. Увел. 160.
5. Базальный кальцитовый цемент. Кальцит корродирует и замещает обломочные зерна. Некоторые зерна замещены кальцитом нацело (справа). Каниловские слои. Увел. 20.
6. Замещение зерна плагиоклаза тонкочешуйчатым каолинит-диккитовым агрегатом. Реликты по периферии зерна представлены альбитом. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 85.

Т а б л и ц а XXXIII

Замещение аутигенных и обломочных минералов, структуры растворения и регенерации

1. Псевдоморфозы кальцита по диккиту и каолиниту. Темное поле — каолинит-диккитовый агрегат. Светлые участки — каолинит и диккит, замещенные кальцитом, с сохранением пакетовидной и вермикулитообразной структуры исходного минерала. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 180.
2. Замещение аутигенного кварца (регенерационной кварцевой каймы) кальцитом, с возникновением прекрасно ограниченных кристаллов. Растворение кварца сопровождается его переотложением в виде регенерационной каймы на соседнем зерне (справа). Каниловские слои. Николи скрещены. Увел. 160.
- 3, 6. Микростилолитовые и фестончатые структуры, возникающие вдоль поверхностей наслоения в песчаниках могилевской свиты. Стилолитизация сопровождается массовым развитием серицита и светлых слюд, в результате чего песчаники преобразуются в сланцеподобную слюдистую породу. Каушанская скважина. Николи скрещены. Увел. 60.
4. Замещение зерна плагиоклаза каолинит-диккитовым агрегатом, развивающимся преимущественно вдоль незатронутых деанортитизацией двойников. Некоторые двойники замещены нацело, в результате чего зерно разобщено на отдельные части. Джуржевские слои. Николи скрещены. Увел. 190.
5. Регенерация обломочного зерна плагиоклаза. Контуры обломочного зерна очерчены примазками окислов железа. Регенерированный плагиоклаз (альбит) цементирует прилегающие зерна. Могилевская свита. Мирюинская скважина. Николи скрещены. Увел. 80.

Т а б л и ц а XXXIV

Электронномикроскопические снимки коллоидных фракций глинистых минералов из цементирующей массы песчаников

1. Олчедаевские слои. Песчаники. Увел. 10 000.
2. Ямпольские слои. Песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом. Увел. 10 000.
3. То же.
4. Ярышевские слои. Крупнозернистые олигомиктовые песчаники с глауконитом. Увел. 10 000.
5. Калюсские слои. Аргиллиты. Увел. 10 000.
6. Каниловские слои. Красноцветные аркозовые песчаники с железисто-слюдистым цементом. Увел. 10 000.

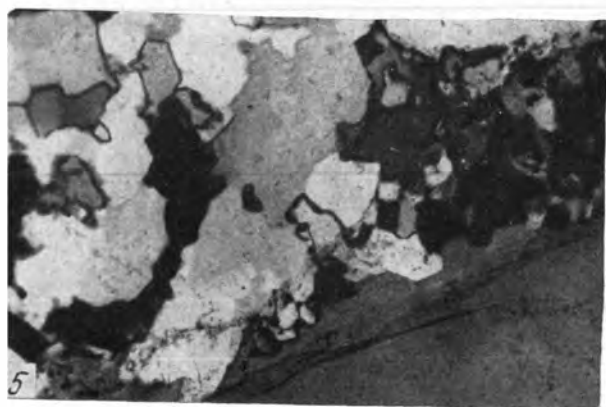
Т а б л и ц а XXXV

Экспериментально полученные структуры

- 1, 2. Структуры растворения и регенерации, искусственно полученные Т. В. Ферберном (1954) при синтезе кварцита из кварцевого песка.
3. Дислокации в кристаллах германия, выявленные путем травления (по А. Д. Трахтенберг). Увел. 156.



Таблица II



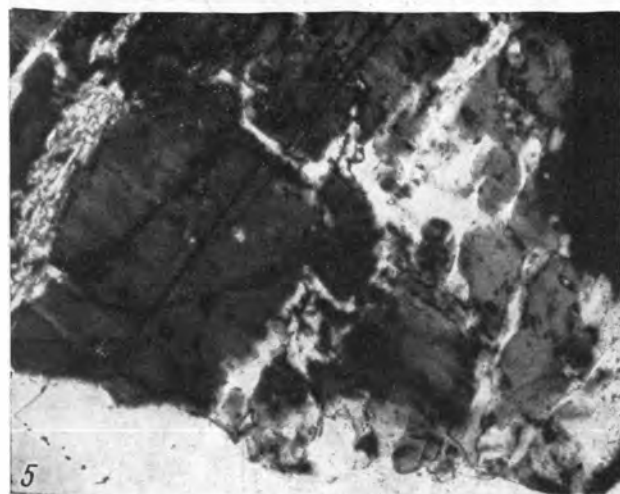
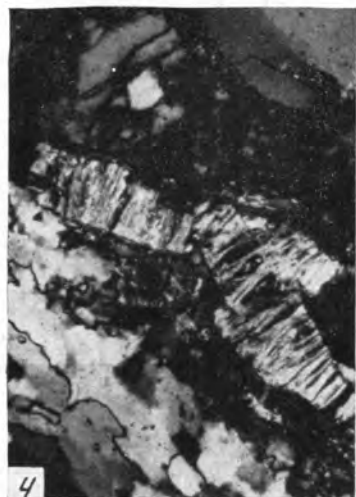
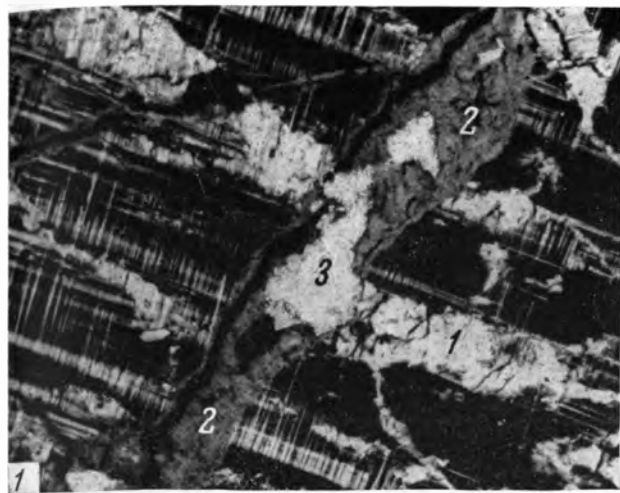
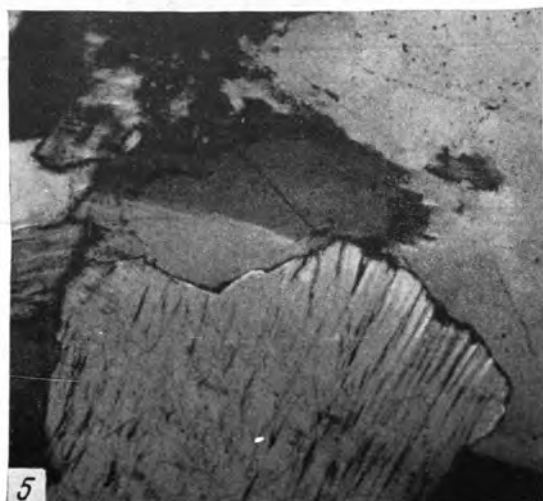
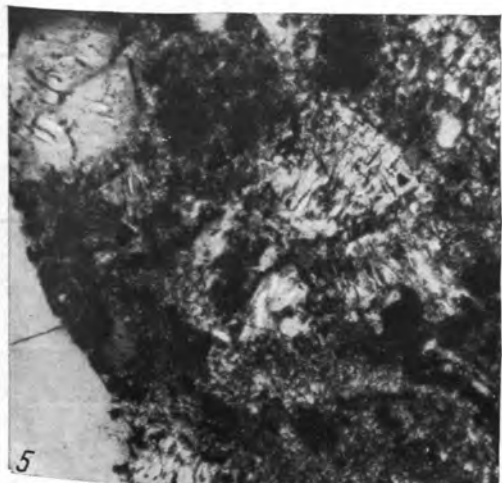
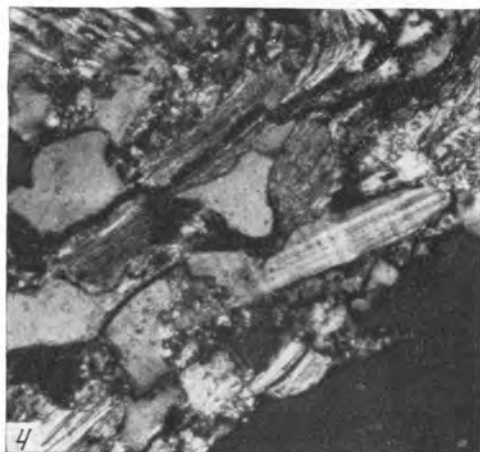
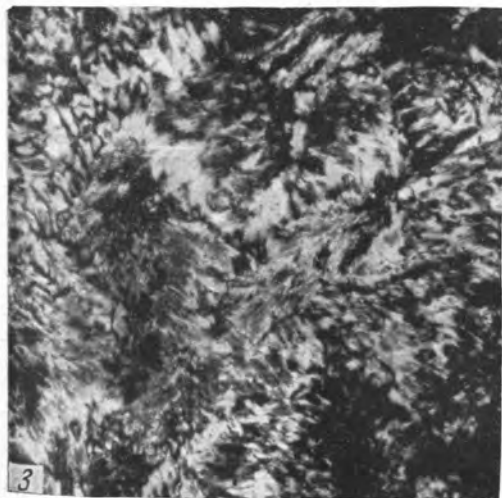
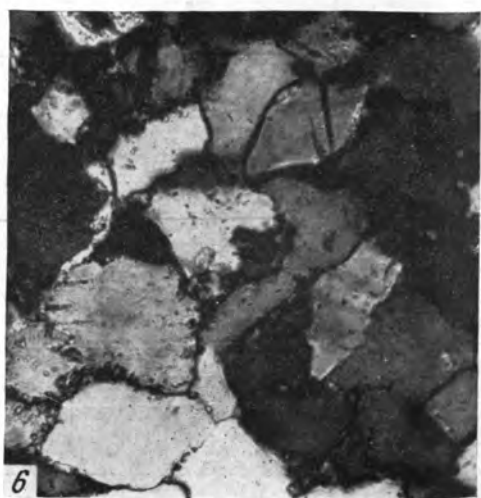
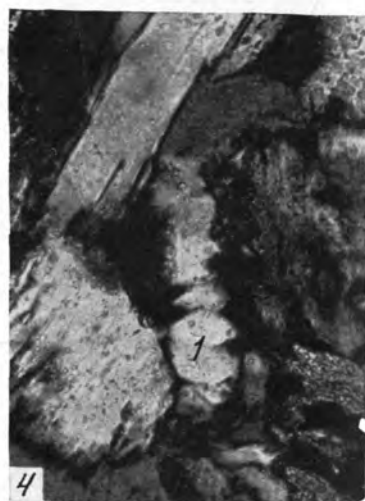
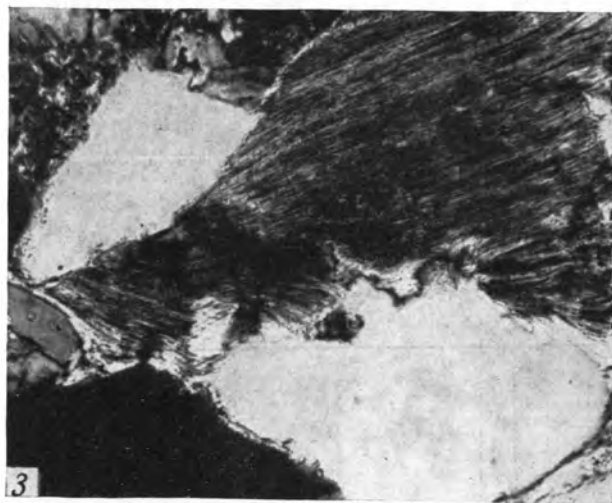
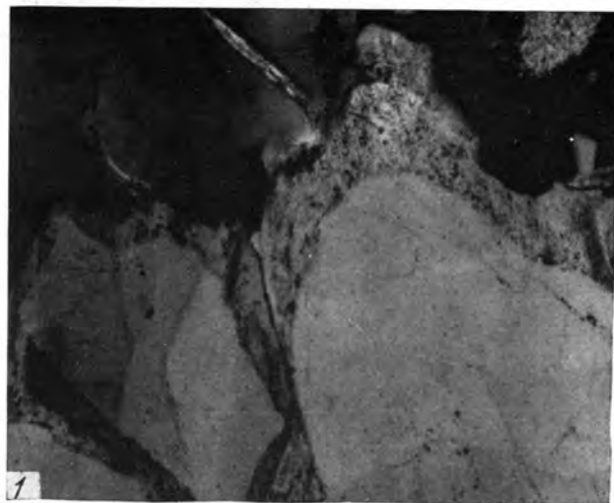
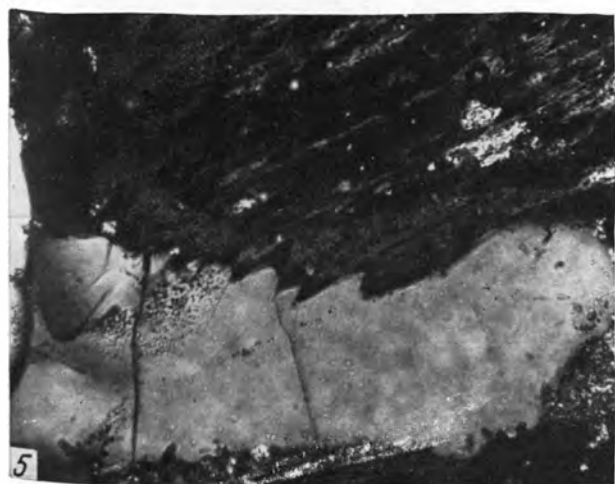
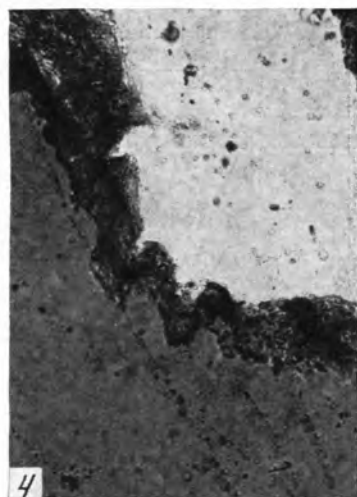
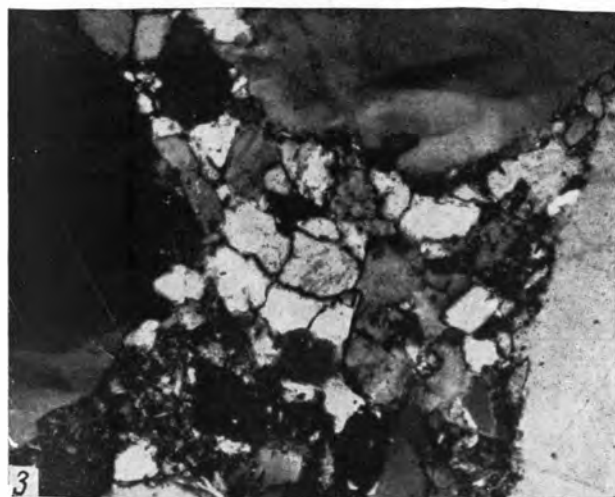
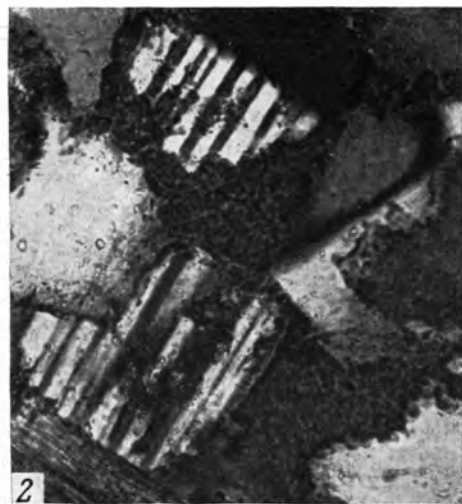
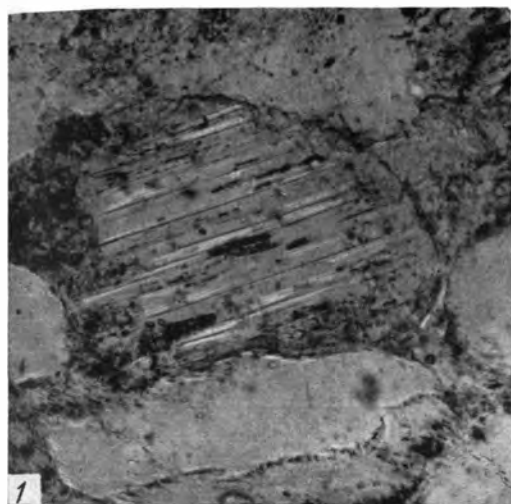


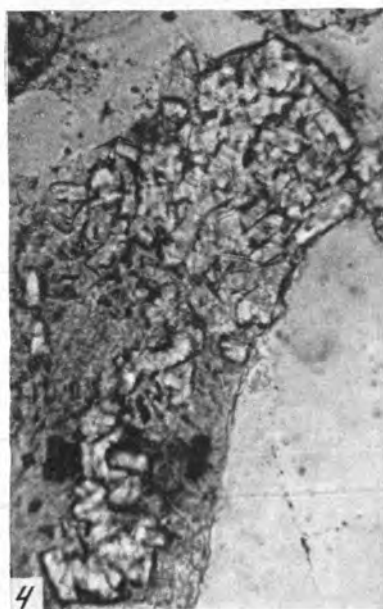
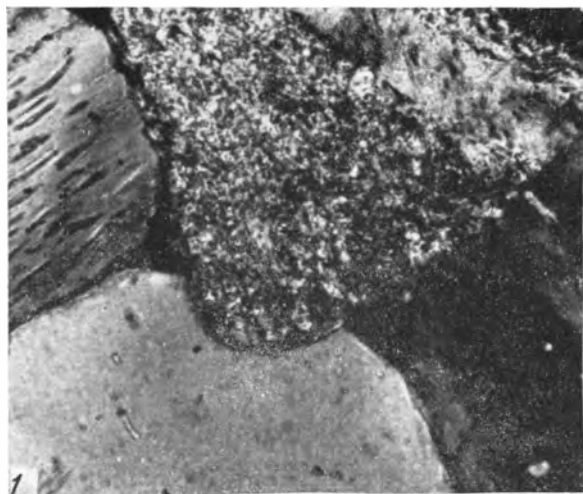
Таблица IV











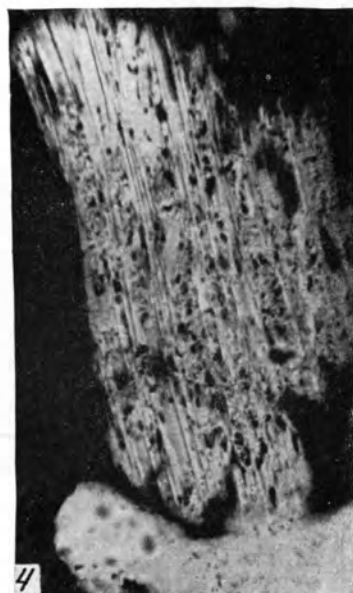
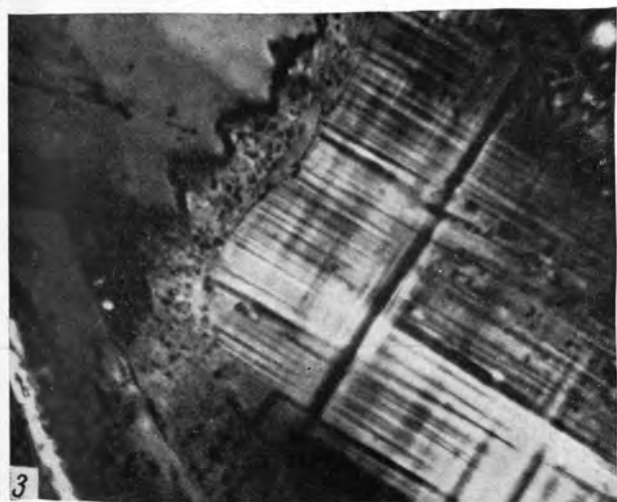
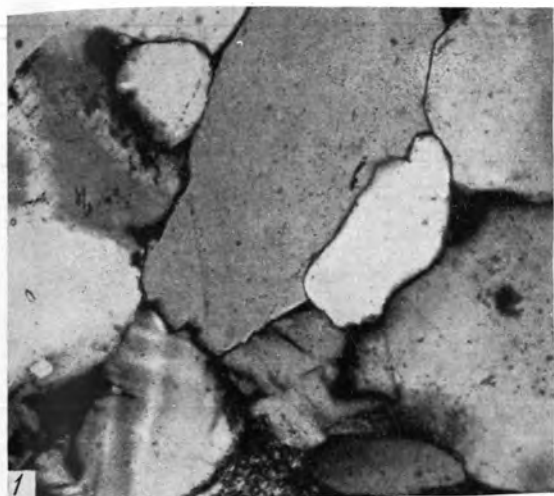
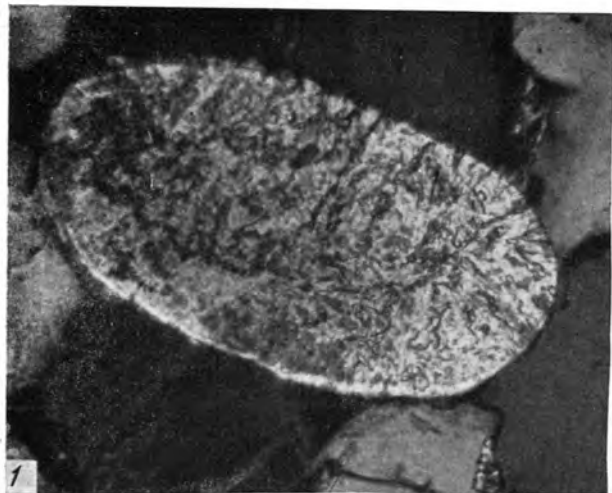
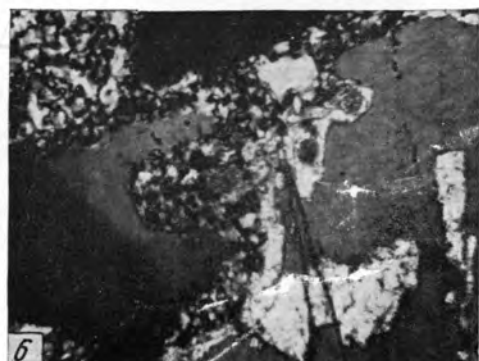
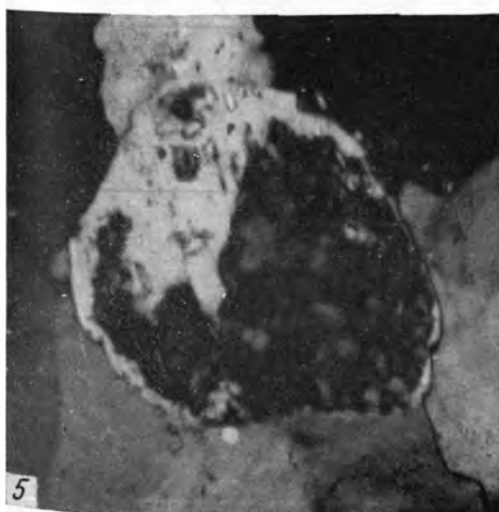
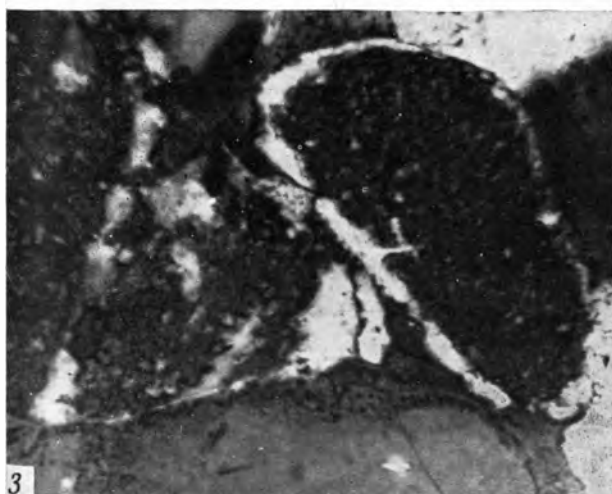
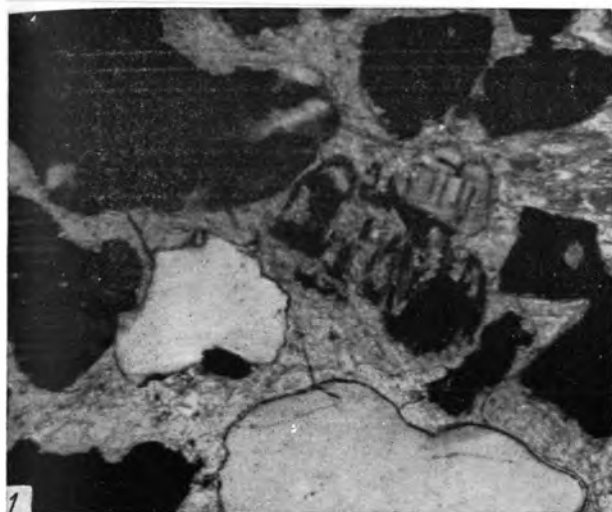
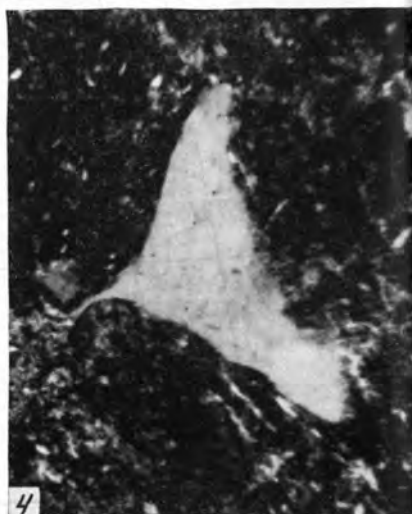
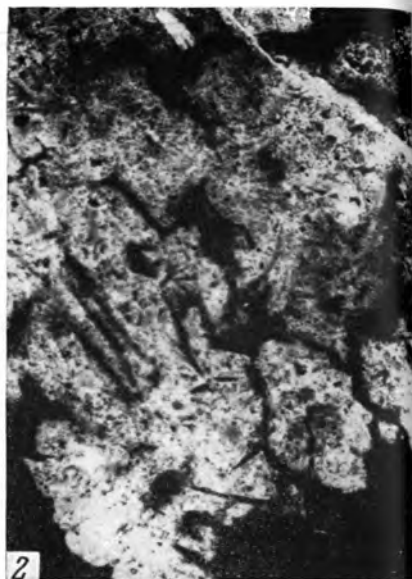
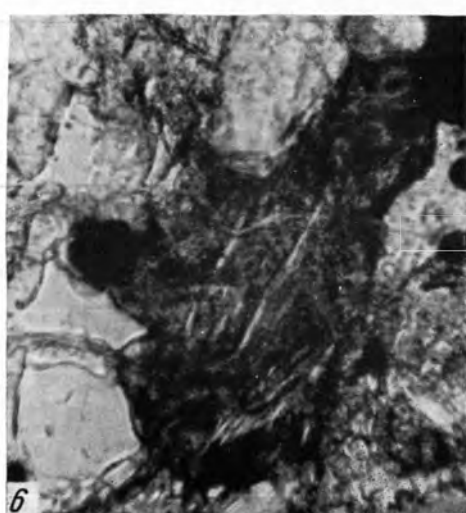
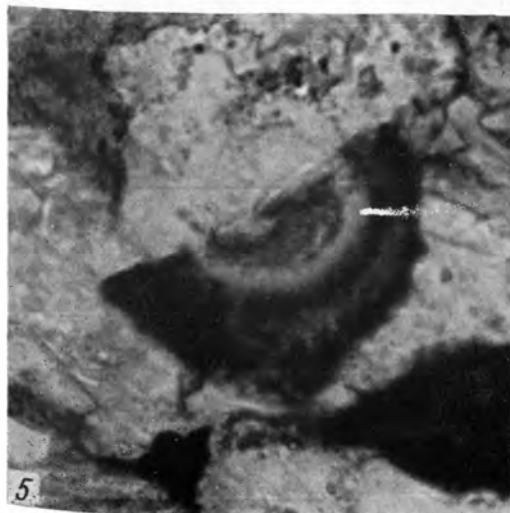
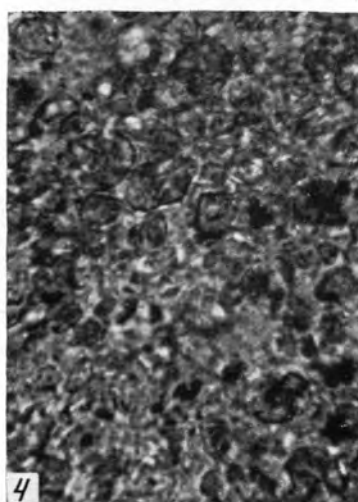
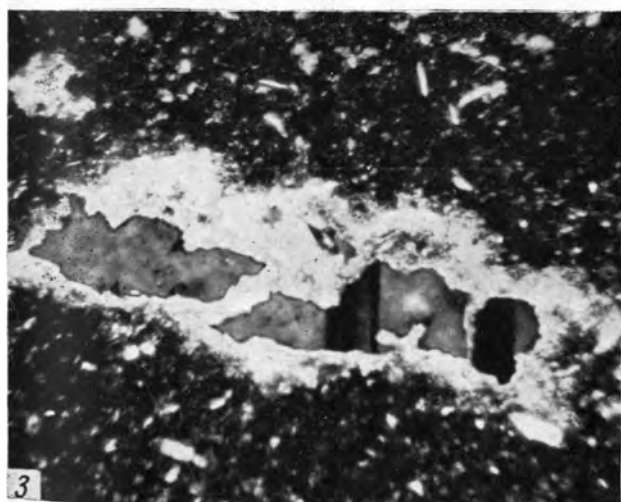
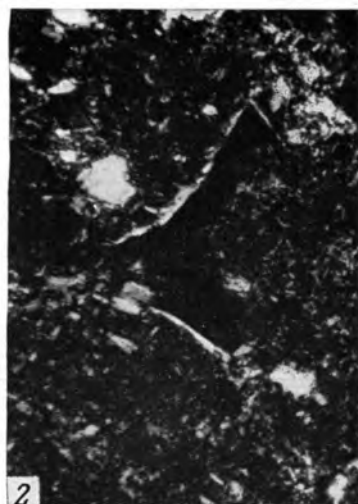


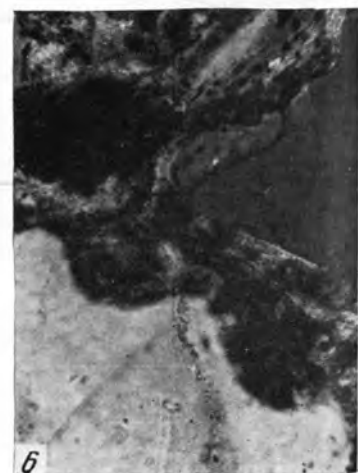
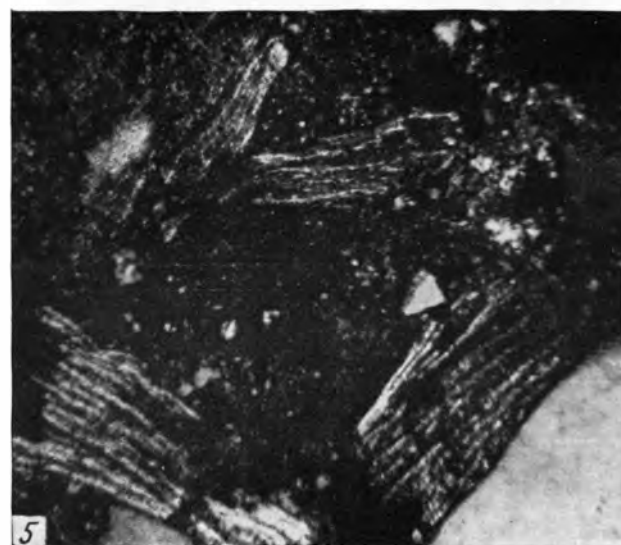
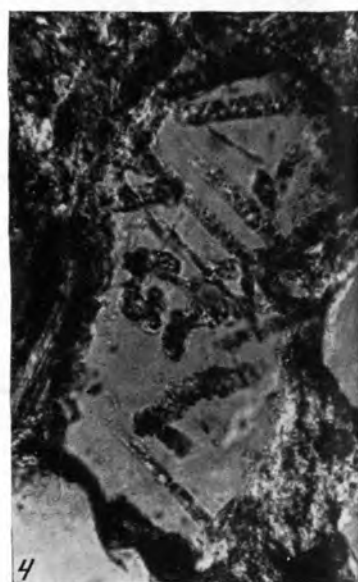
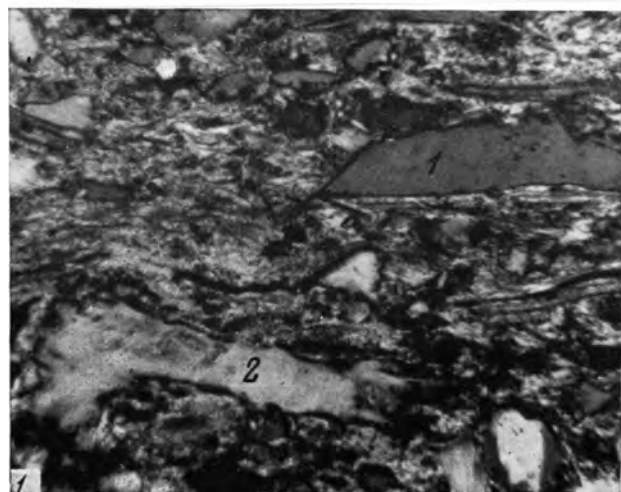
Таблица X











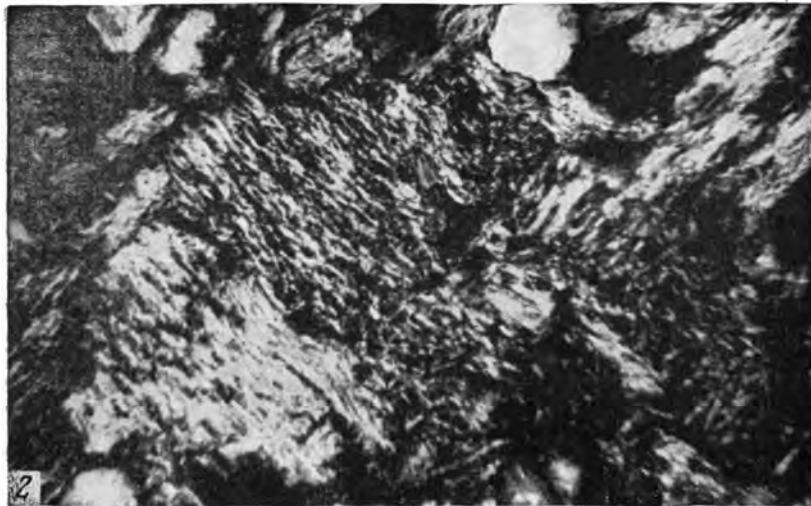
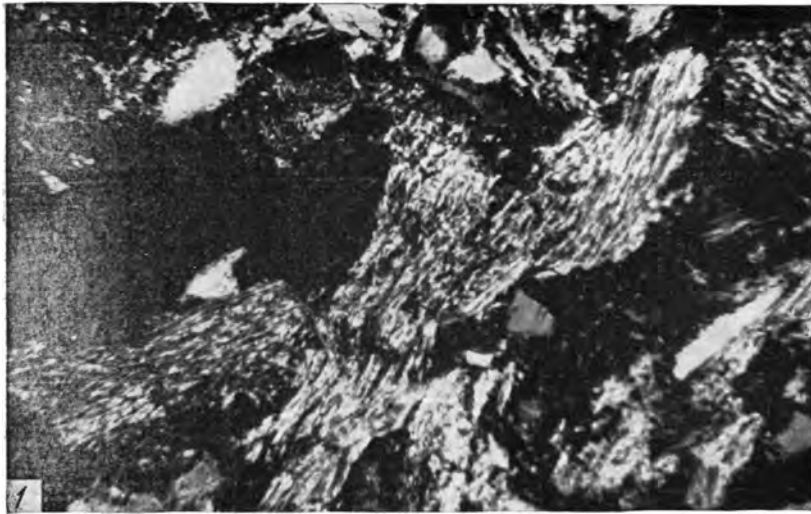
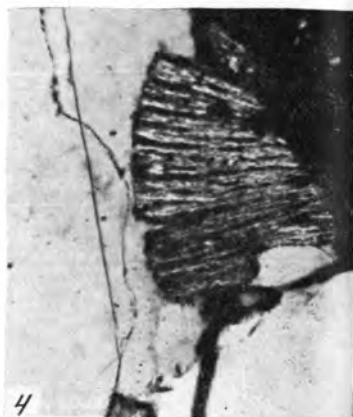
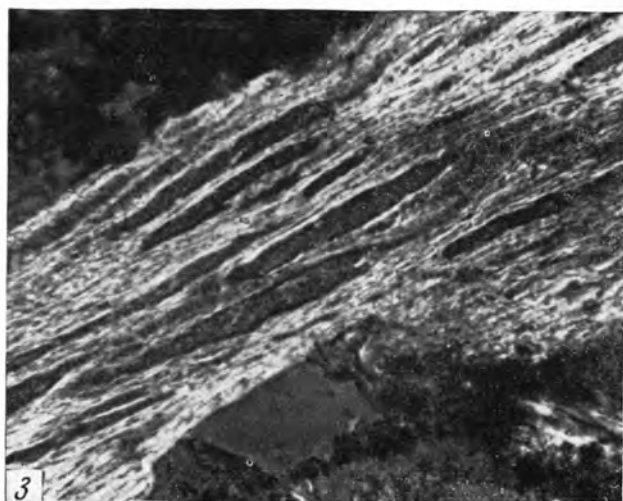
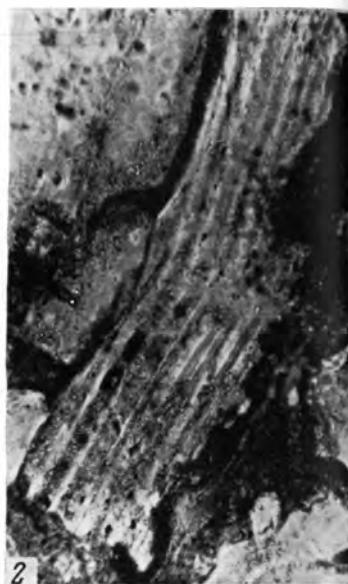
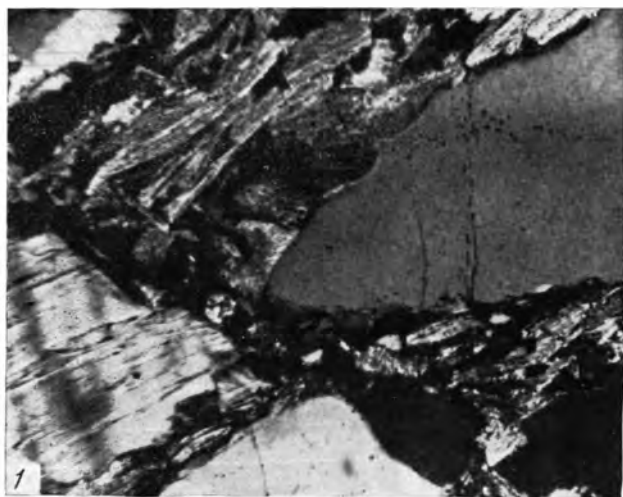
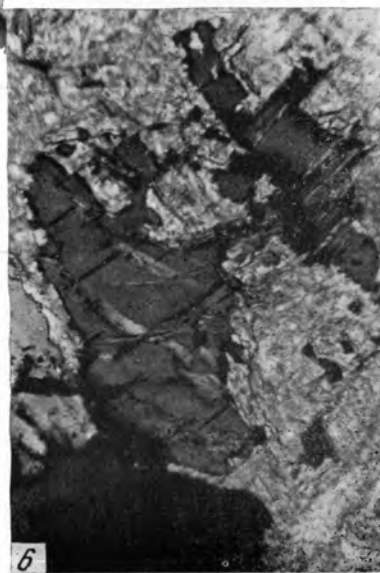
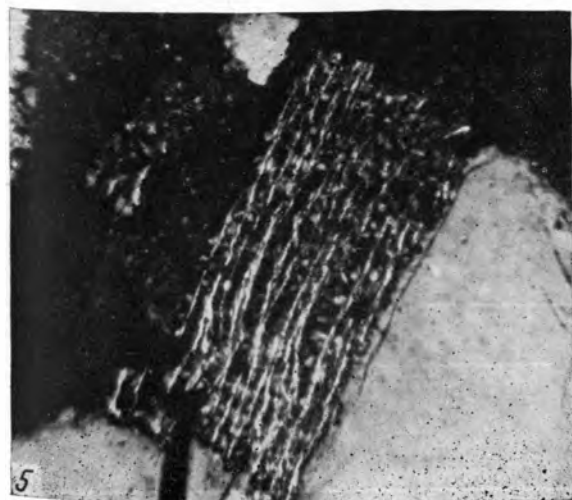
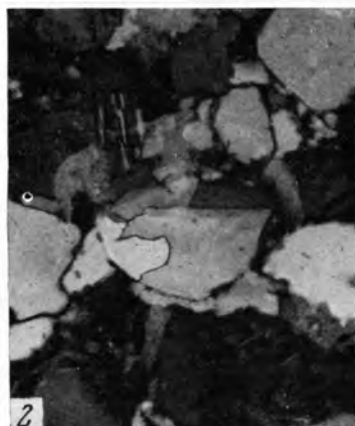
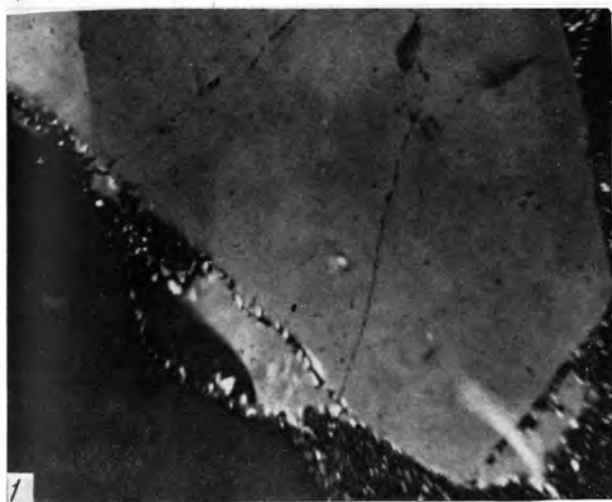
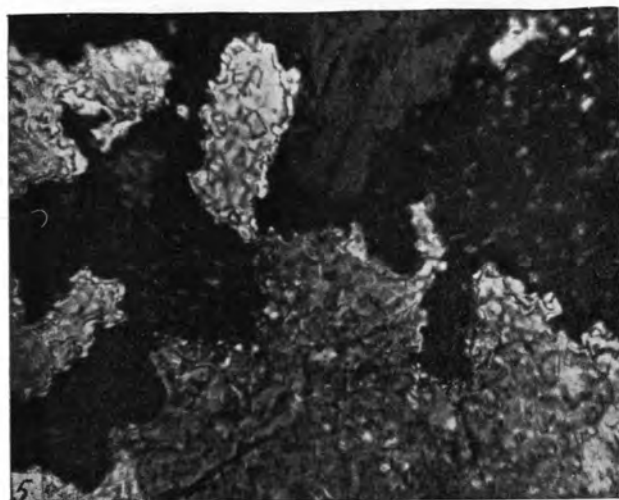
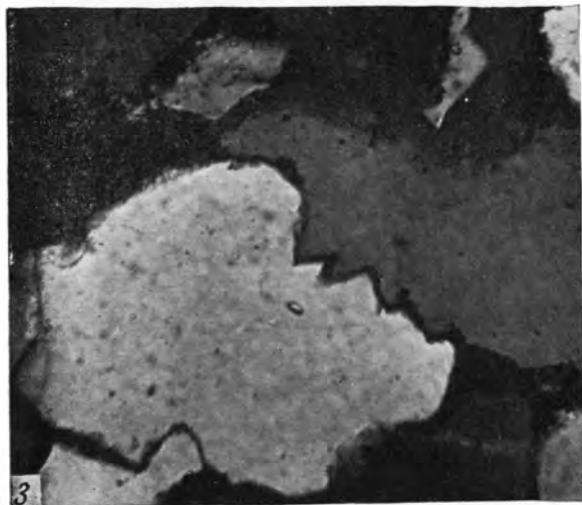
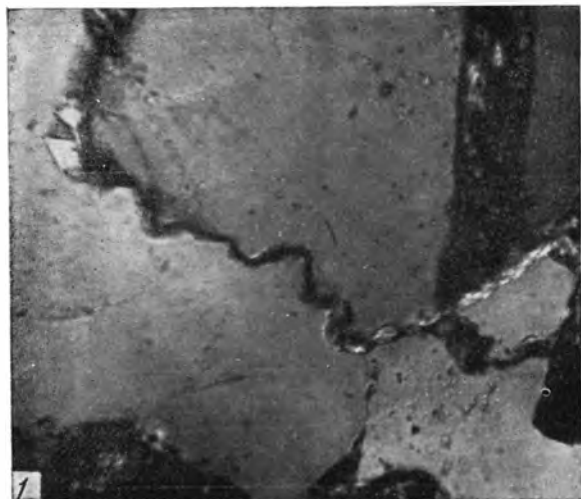
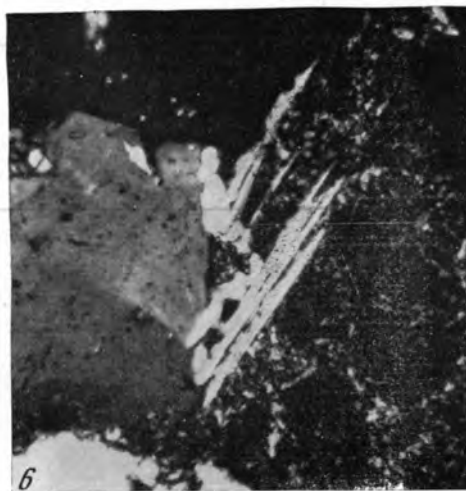
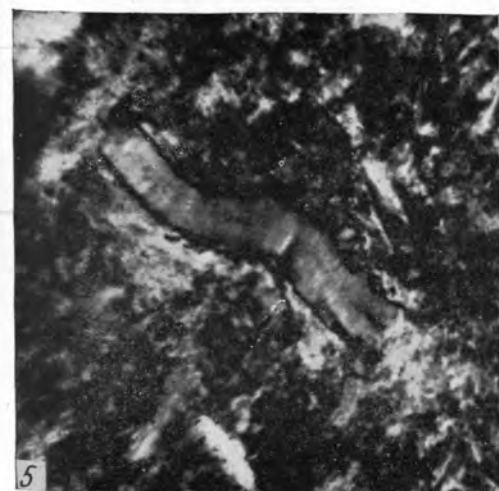
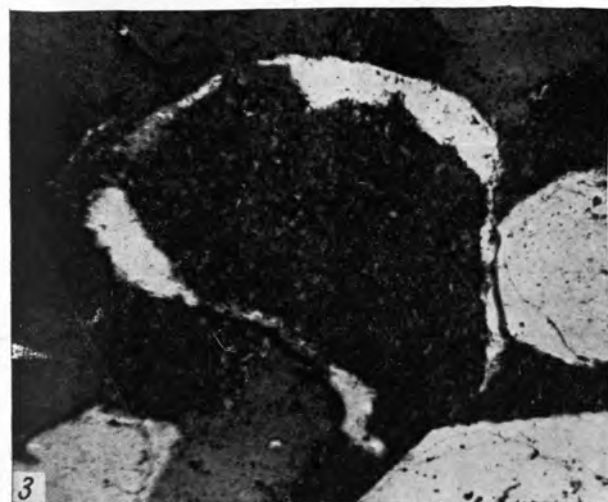
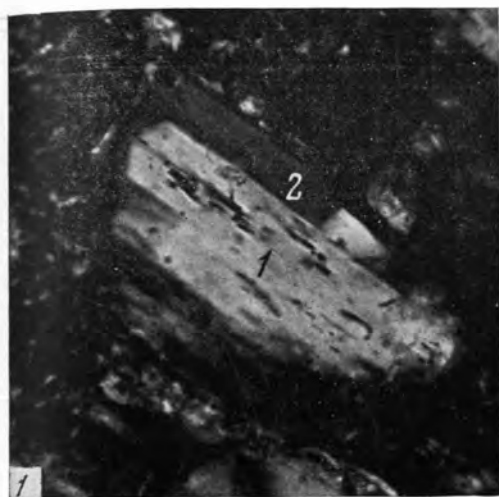


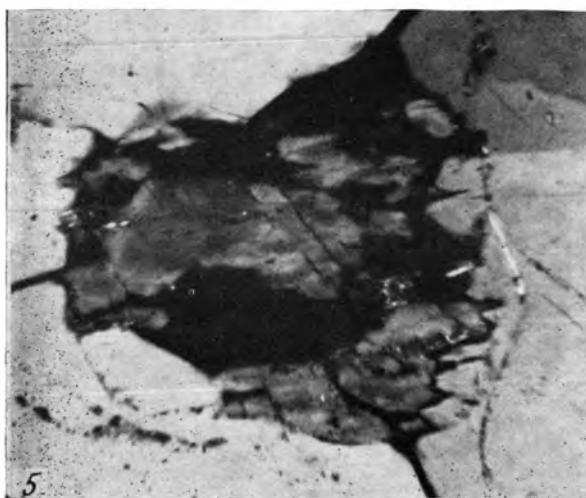
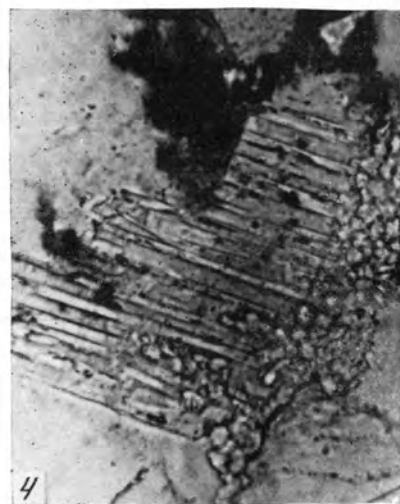
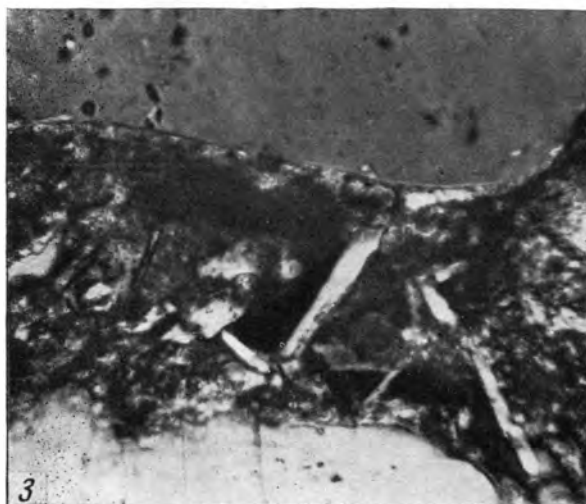
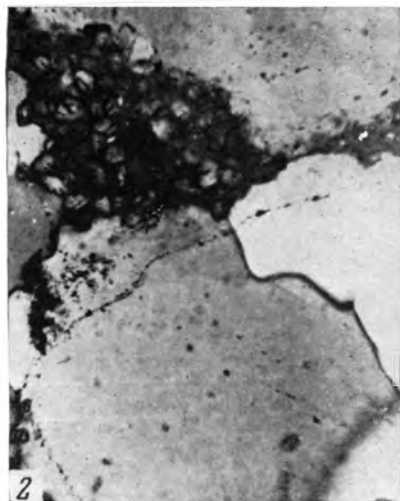
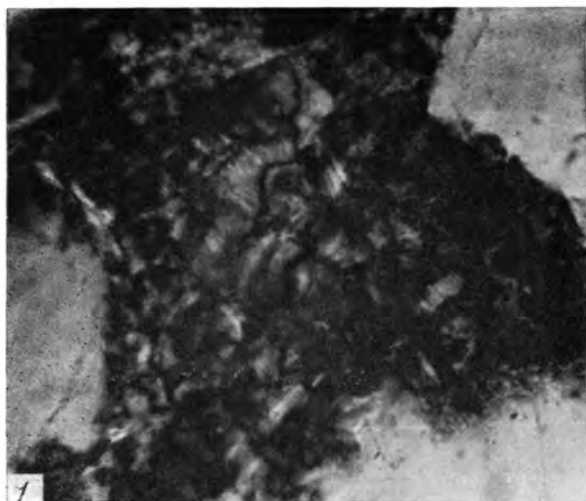
Таблица XVI

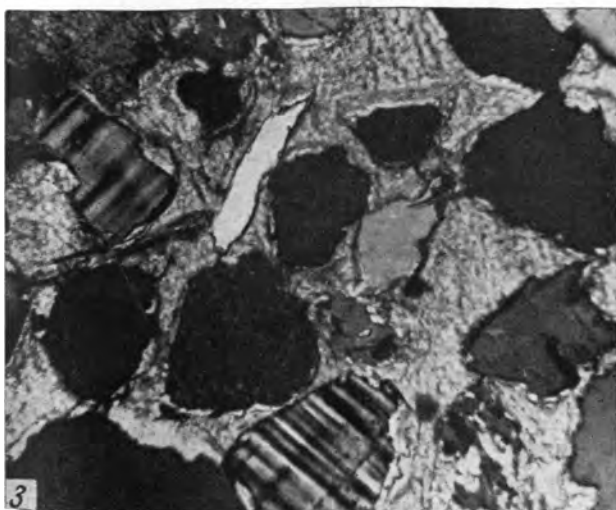
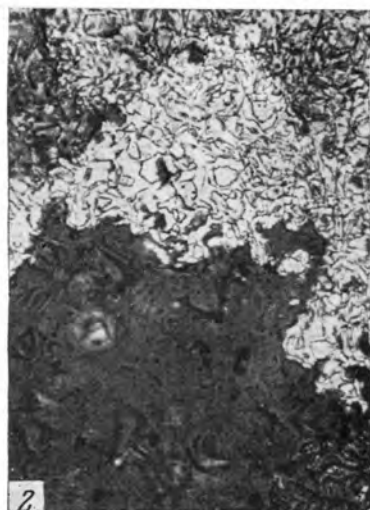
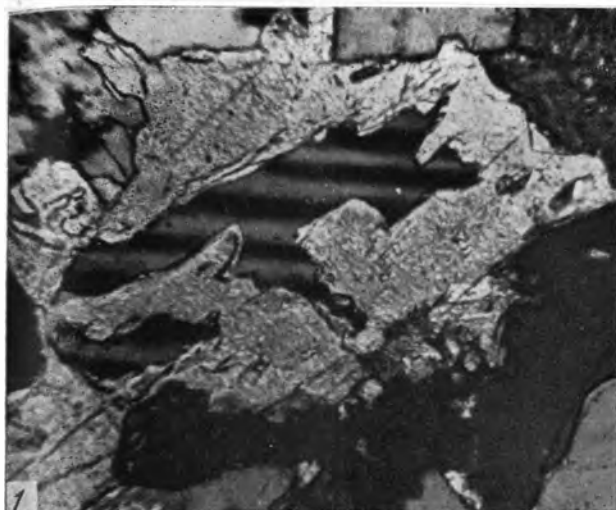


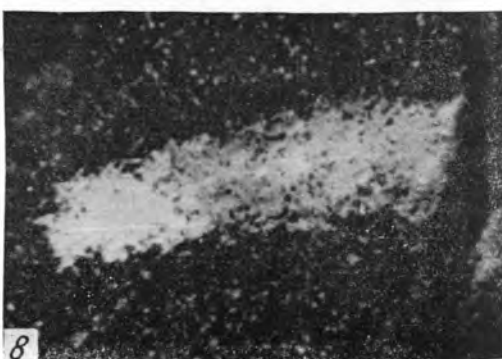
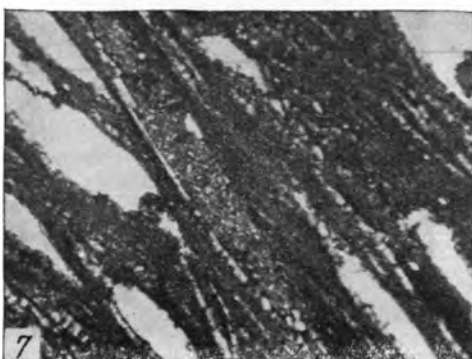
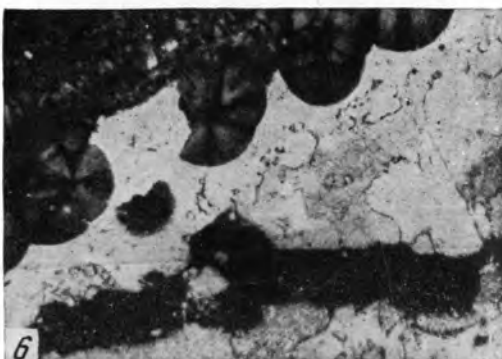
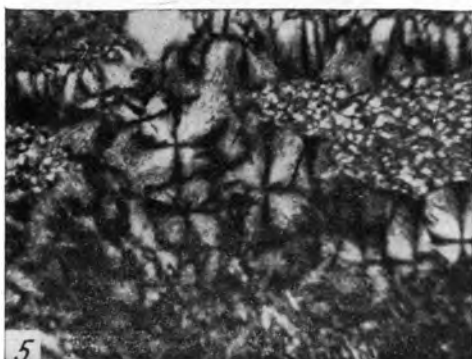
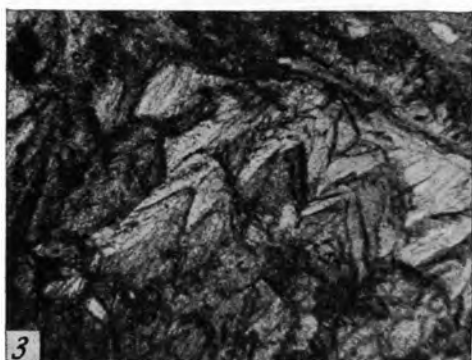
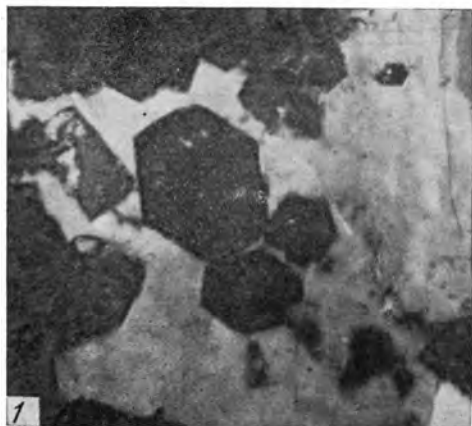


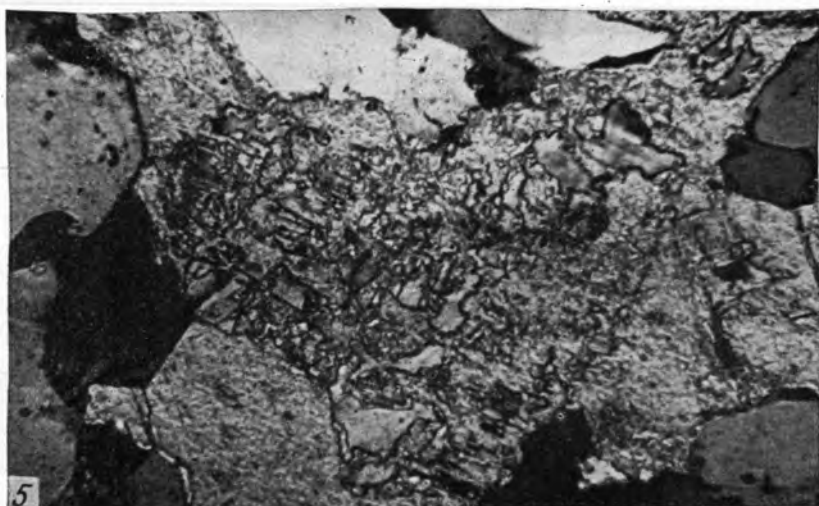
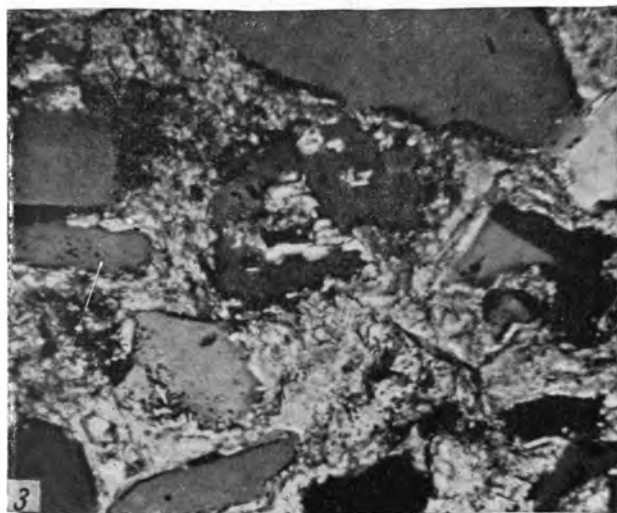
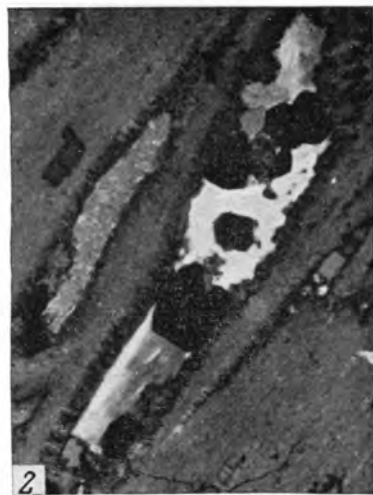
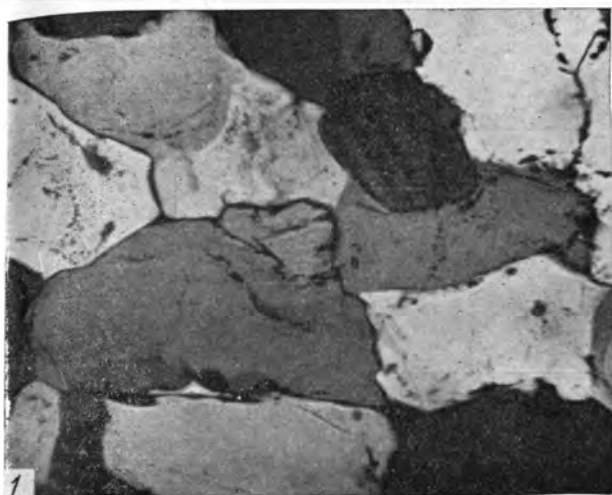


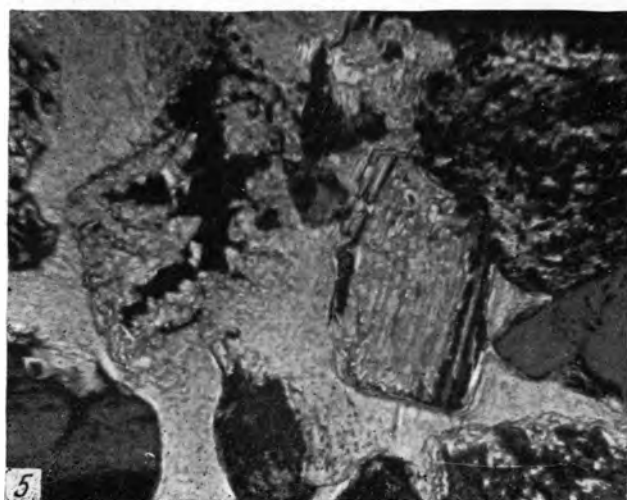
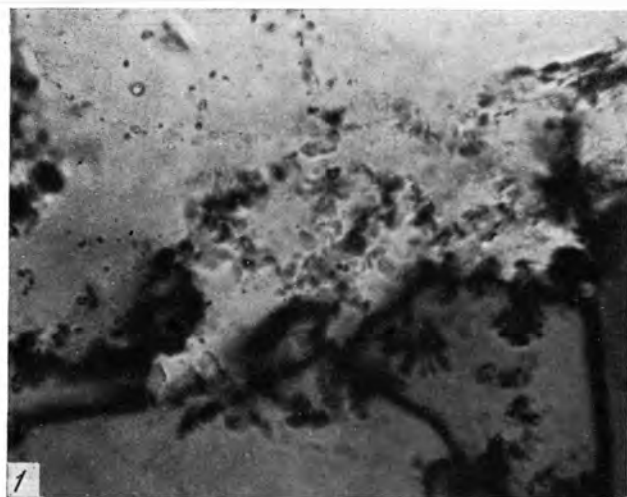


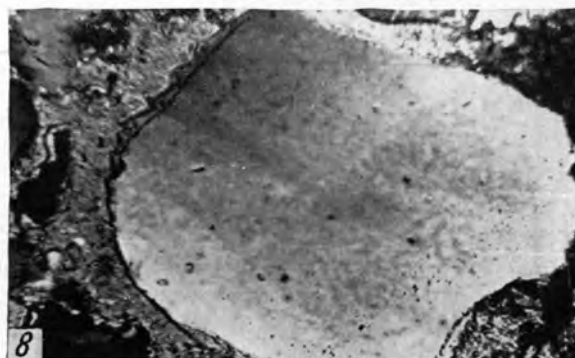
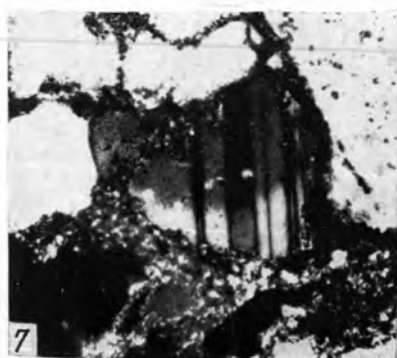
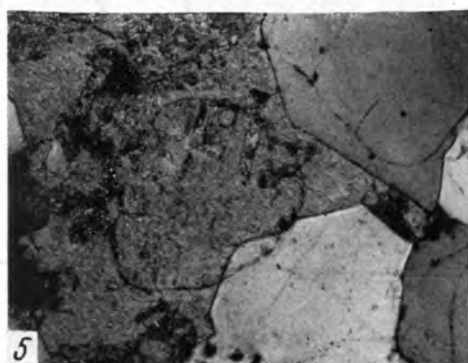
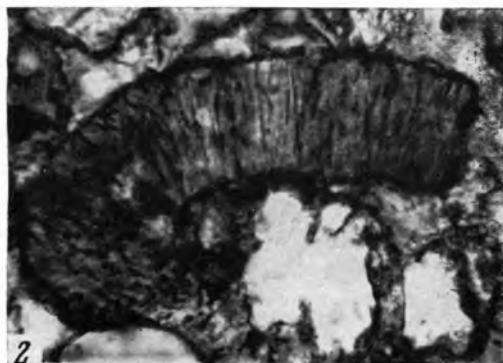
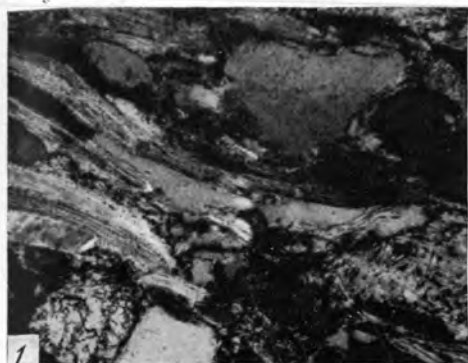


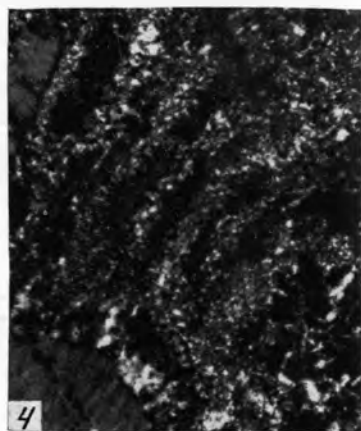
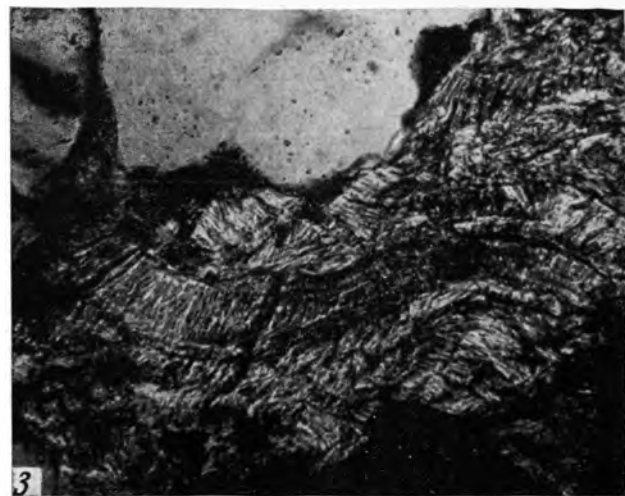
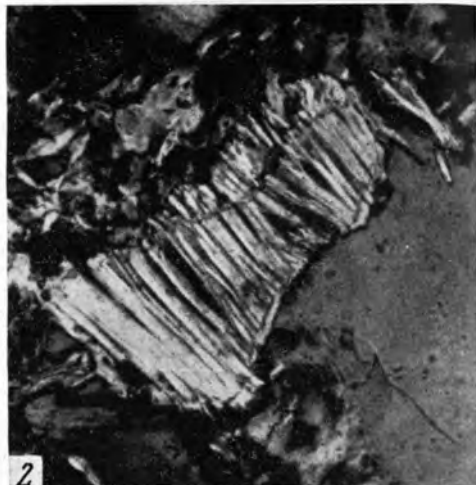


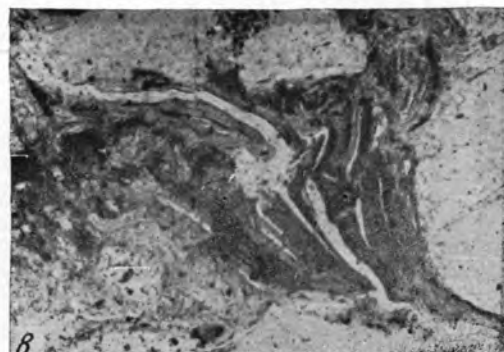
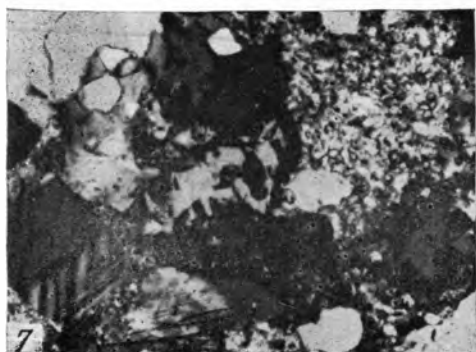
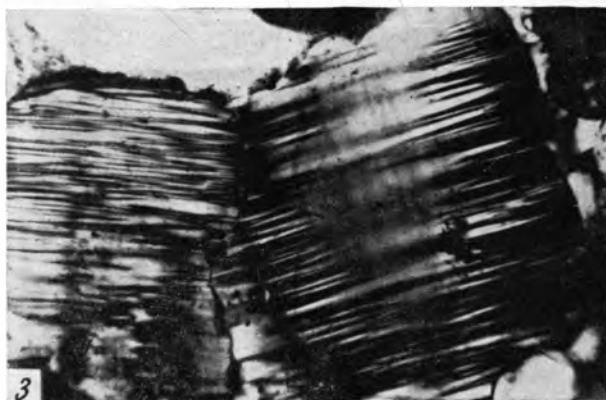


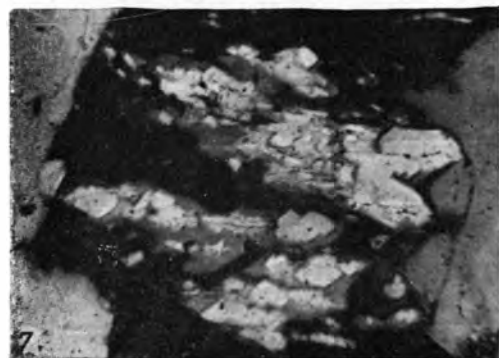
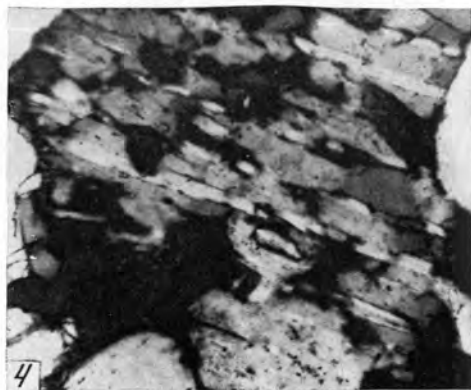
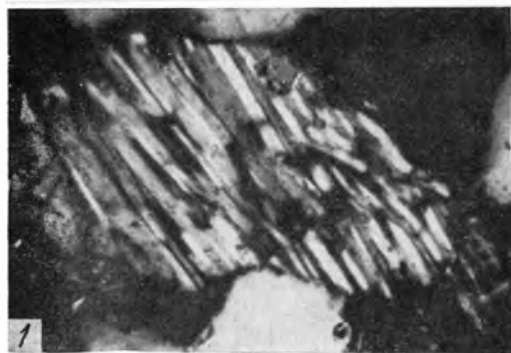


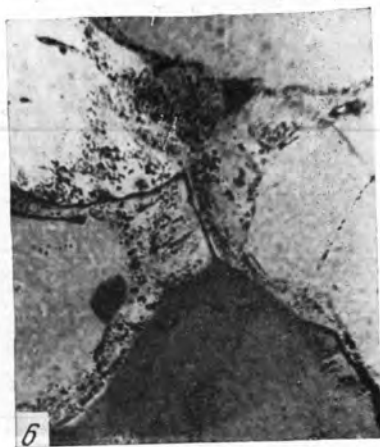
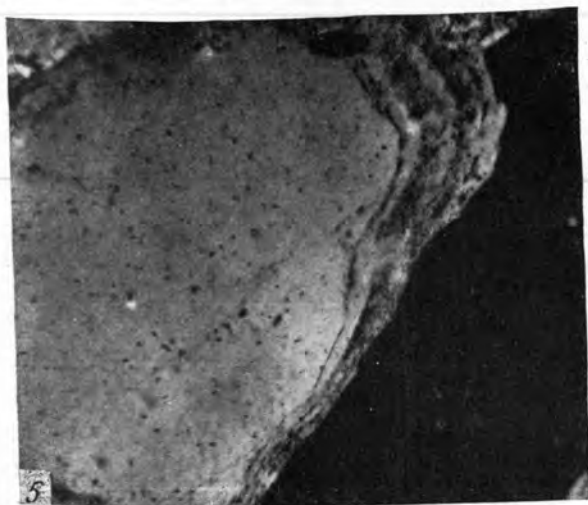
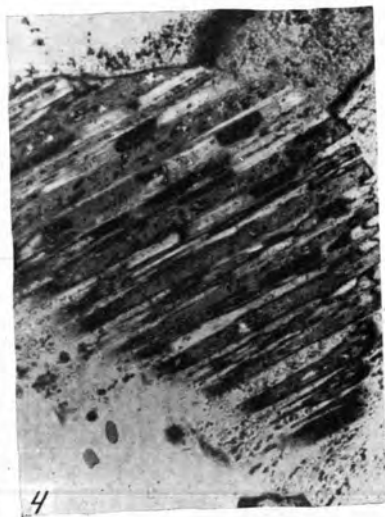
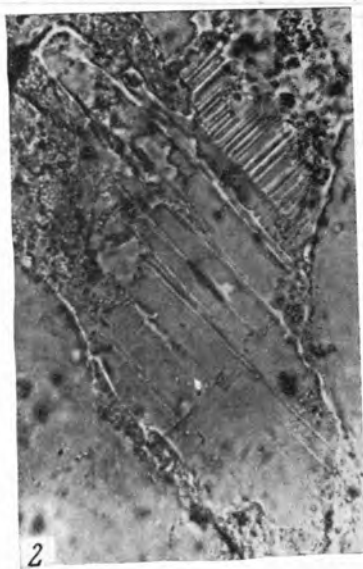
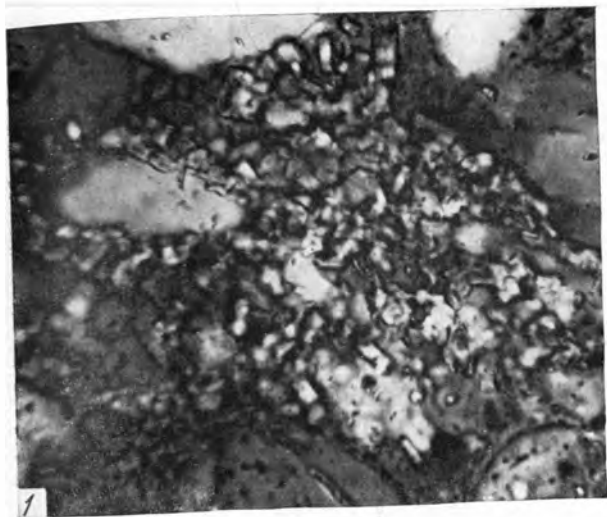


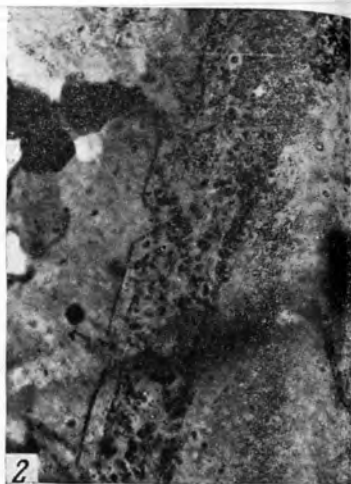


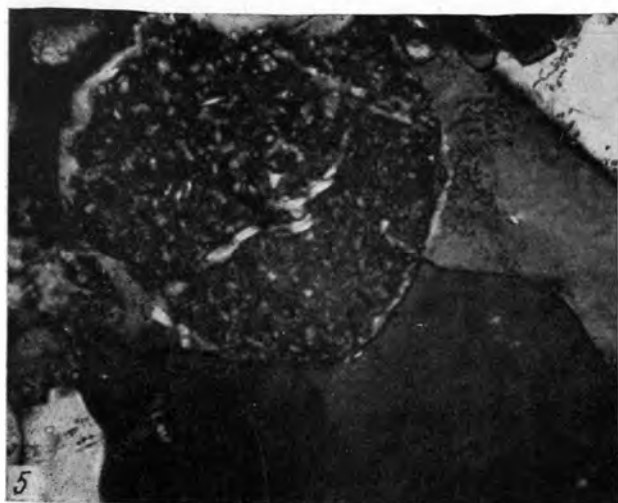
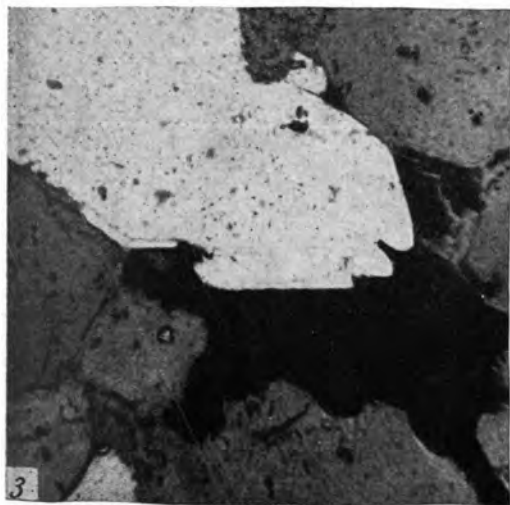
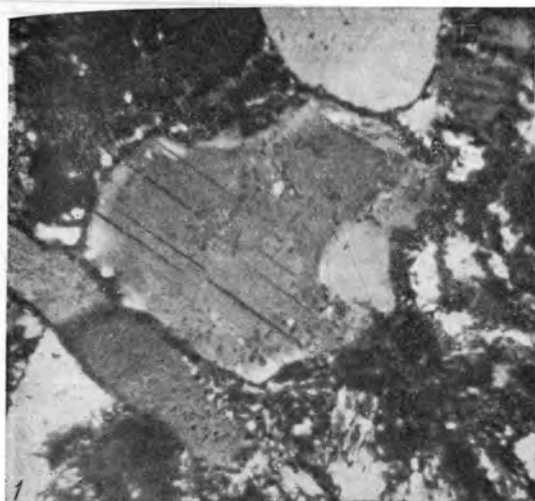


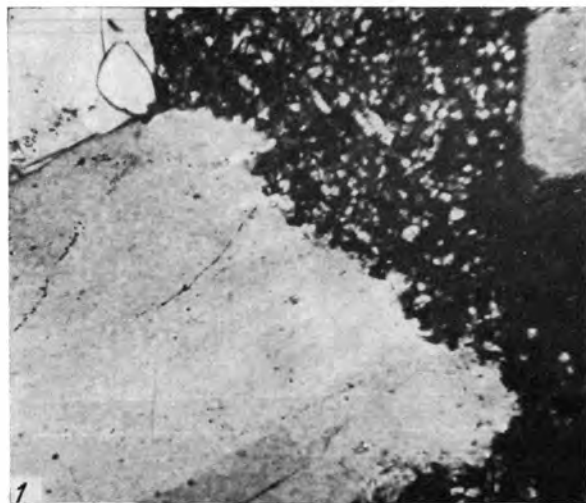


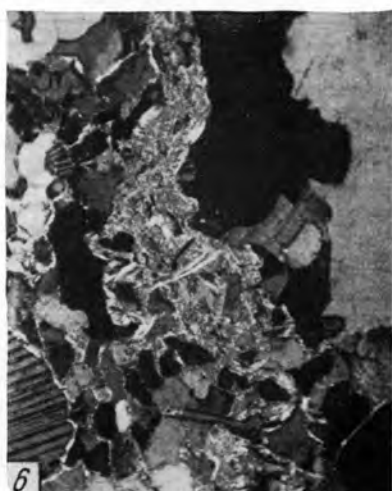
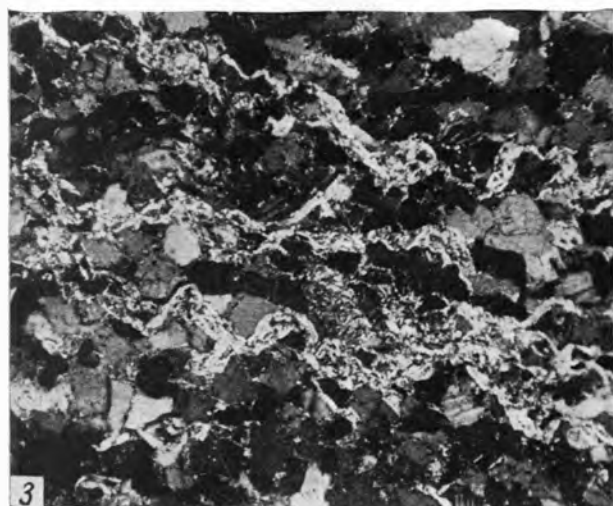
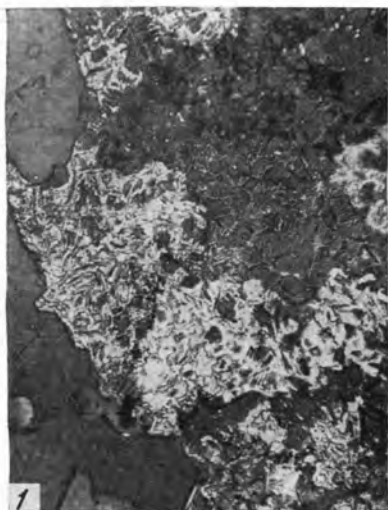


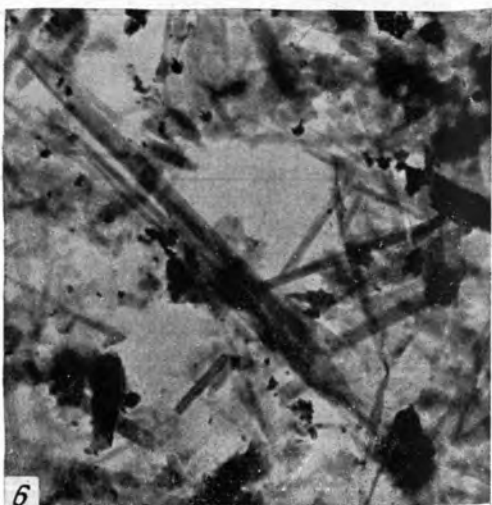
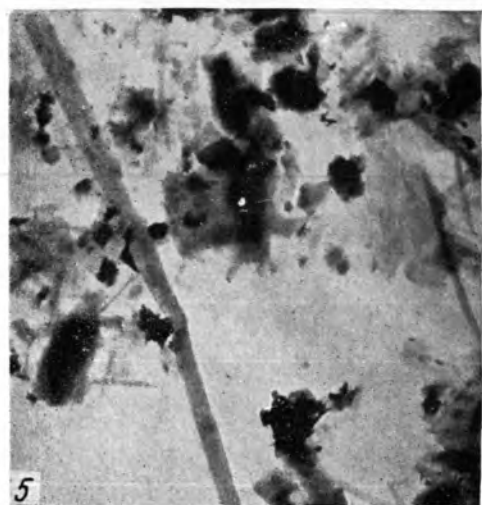
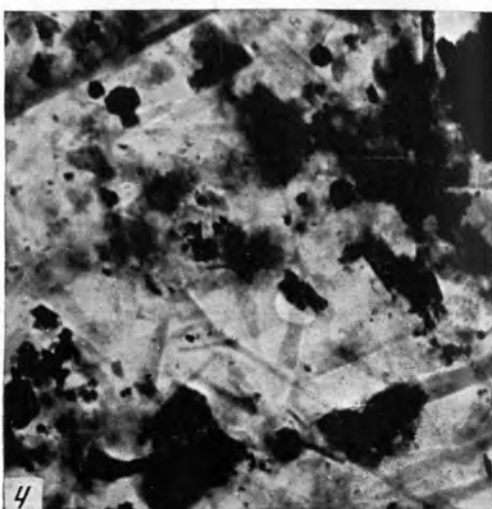
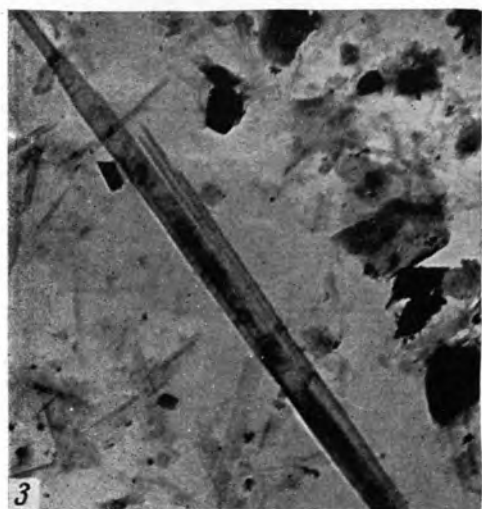
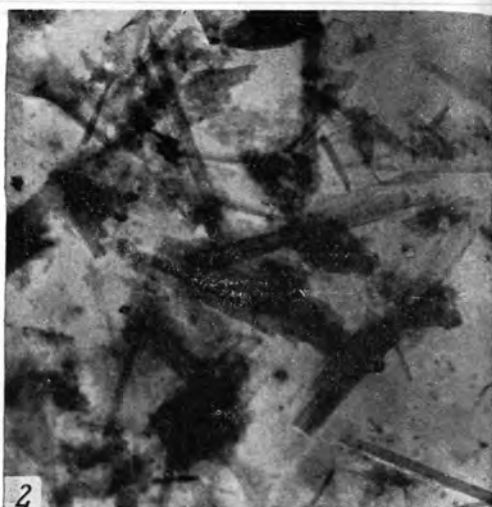


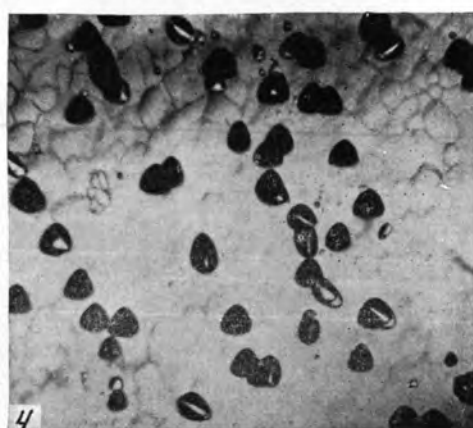
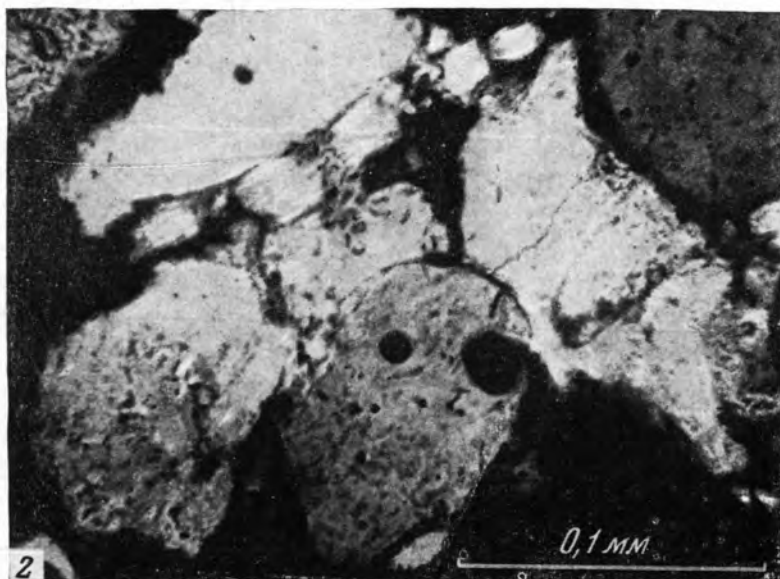
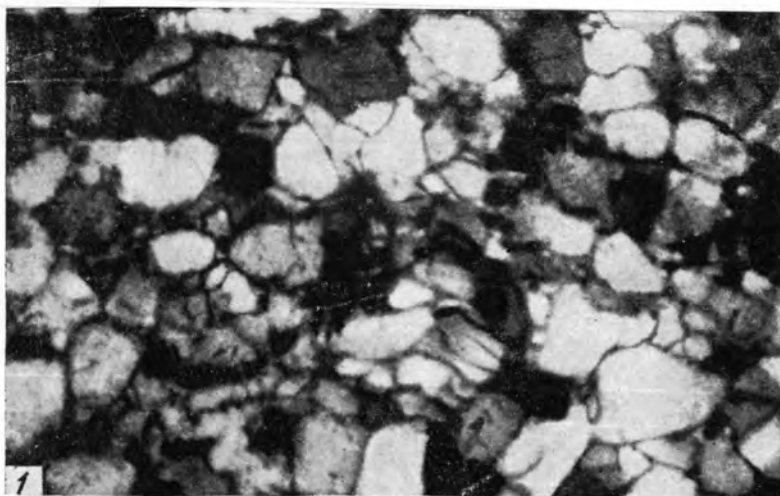












О Г Л А В Л Е Н И Е

Абрам Вульфович Копелиович	5
Список научных работ А. В. Копелиовича	11
Введение	13
I. Основные черты геологического строения Приднестровья	17
Стратиграфия	18
Архей	18
Кристаллический фундамент	18
Протерозой (?)	24
Кора выветривания	24
Рифей	26
Каменная свита	26
Рифей или нижний палеозой (венд)	27
Древние (доордовикские) свиты	27
Могилевская свита	28
Ушицкая свита	30
Нижняя мирнинская свита	40
Верхняя мирнинская свита	40
О возрасте немых доордовикских свит	41
Условия залегания пород	43
II. Типы эпигенетически преобразованных пород	46
Породы могилевской свиты	47
Олчедаевские слои	47
Песчаники и песчанистые гравелиты с глинисто-кварцевым, гидрослюдистым, роговиковым, слюдисто-роговиковым и регенерационно-кварцевым цементом	48
Песчанистые гравелиты с регенерационным кварцевым цементом	59
Тонкослоистые мелкозернистые песчаники с гидрослюдистым цементом	62
Ломозовские слои	64
Микрослоистые алевроитовые аргиллиты	65
Микрослоистые обломочные слюдяные породы (микалиты)	66
Слюдистые алевролиты и собственно алевролиты	69
Песчаники и гравелиты с гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационно-кварцевым и каолинит-диккитовым цементом	71
Ямпольские слои	72
Песчаники и гравелиты с гидрослюдисто-хлоритовым и каолинит-диккитовым цементом	74
Песчаники с регенерационным кварцевым цементом	84
Разнозернистые песчаники с базальным крупнокристаллическим марганецсодержащим кальцитовым цементом	87
Породы ушицкой свиты	89
Ярышевские слои	89
Аргиллиты и слюдисто-алевритовые аргиллиты	91
Пестроцветные кремнистые туфы и туффиты	93
Полимиктовые туфогенные алевролиты и мелкозернистые песчаники, интенсивно кальцитизированные	98

Песчаники с гидрослюдистым и хлоритово-гидрослюдистым цементом	101
Песчаники и гравелиты с хлоритово-гидрослюдистым и каолинит-диккитовым цементом	103
Обломочные слюдяные породы (микалиты), песчаники и гравелиты с базальным слюдяным цементом, хлоритизированные и каолинизированные	104
Песчаники с глауконитом, регенерационным кварцем, диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом	105
Джуржевские слои	109
Песчаники с хлоритовым цементом	110
Песчаники с гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационно-кварцевым и каолинит-диккитовым цементом	112
Песчаники с базальным кальцитовым цементом	119
Глауконит- и фосфоритсодержащие олигомиктовые песчаники с кальцитовым цементом	122
Калюсские слои	124
Аргиллиты	124
Алевритовые аргиллиты	128
Алевриты с крупно- и монокристаллическим кальцитовым цементом	128
Фосфоритовосные песчаники с базальным кальцитовым цементом	129
Песчаники с регенерационным кварцевым, диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом	129
Карбонатные образования с фунтиковой текстурой	130
Фосфоритовые конкреции	132
Каниловские слои	136
Алевритовые аргиллиты	137
Песчаники с регенерационным кварцевым, диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом	138
Песчаники и алевриты с гидрослюдисто-шамозитовым цементом	139
Песчаники с карбонатным и глинистым цементом	140
Песчаники и алевриты с обломочным слюдяным цементом	141
Обломочные слюдяные породы (микалиты)	142
Песчаники и алевриты с полимиктовой примесью, гидрослюдисто-хлоритовым, регенерационным кварцевым и карбонатным цементом	143
Красноцветные песчаники и алевриты с железисто-гидрослюдистым цементом	144
Полимиктовые песчаники с диккит-каолинитовым и кальцитовым цементом	147
Полимиктовые туфогенные алевриты со слюдисто-хлоритовым и карбонатным цементом	148
III. Некоторые общие вопросы стадияльного анализа	150
О границе диагенетической и эпигенетической стадий	150
О классификации генетических взаимоотношений минералов в осадочных породах	156
IV. Диагенетическая стадия	163
V. Эпигенетическая стадия	171
Начальный эпигенез	171
Этап преобразования слюд и формирования глинистых минералов	171
Глубинный эпигенез (этапы преобразования основных кластогенных компонентов обломочных пород)	178
Некоторые черты глубинного эпигенеза	178
Изменения обломочных зерен	183
Механическая деформация	185
Растворение под давлением	185
Перекристаллизация под давлением	188
VI. Этапы глубинного эпигенеза	190
Этап развития хлорита, цеолитов и альбитизации (деанортитизации) плагиоклазов	190
Хлоритизация	190
Деанортитизация (альбитизация) плагиоклаза	193
Цеолитизация	196
Прочие новообразования	197

Этап массового растворения и регенерации кварца и полевых шпатов .	202
Кварц	203
Микроклин	208
Альбит	210
Мусковит и мусковитоподобные слюды	211
Анатаз, брукит и лейкоксен	212
Гранат	213
Флюорит и сульфиды тяжелых металлов	213
О происхождении сульфидного оруденения	218
Об изменении глинистых пород	221
VII. Регрессивный эпигенез	223
Этап развития минералов каолининовой группы	224
Карбонатный этап	233
VIII. Об интенсивности эпигенетического преобразования разных типов пород	237
IX. Особенности эпигенетической зональности разреза древних толщ	240
X. Факторы эпигенеза	245
Магматизм	245
Ювенильные воды	247
Давление нагрузки	247
Температура	252
Геологическое время	254
Подземные воды	255
О роли диффузионных процессов в миграции вещества	258
О структурной температуре и структурном давлении водных растворов электролитов	265
Давление и ионные радиусы	268
Первичный минеральный состав и структурные черты пород	269
XI. Некоторые аспекты проблемы эпигенеза	273
Эпигенез и метаморфизм	273
Эпигенез и сульфидная минерализация	276
Эпигенез и нефть	279
Эпигенез и познание некоторых черт геологической истории	280
Литература	284
Объяснения к таблицам	297
Таблицы I—XXXV	308—309

CONTENTS

<u>Abram Vulfovich Kopeliovich</u>	5
Introduction	13
I. Main features in the geological structures of Pridniestrovie	17
Stratigraphy	18
Mode of rock occurrence	43
II. Types of epigenetically altered rocks	46
Rocks of Mogilevsk suite	47
Rocks of Ushitzk suite	89
III. Some general problems of stadial analysis	150
IV. Diagenetic stage	163
V. Epigenetic stage	171
Early epigenesis	171
Deep-seated epigenesis	178
VI. Stages of deep-seated epigenesis	190
VII. Regressive epigenesis	223
VIII. On the intensity of an epigenetic alteration of different rock types	237
IX. Specific features in the epigenetic zonality of a sequence in old rock masses	240
X. Factors of epigenesis	245
XI. Certain aspects in the problem of epigenesis	273
Bibliography	284
Explanations of plates	297
Plates I—XXXV	308—309

Абрам Вульфович Копелиович

Эпигенез пород древних толщ юго-запада Русской платформы (Труды ГИН 124)

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Т. С. Попова*. Контрольный редактор *С. Т. Попова*
Технический редактор *Т. П. Поленова*

Сдано в набор 21/VI 1965 г. Подписано в печать 16/X 1965 г. Формат 70×108^{1/16}.
Печ. л. 19^{1/4}+2^{1/2} п. л. вкл. Усл. печ. л. 29,79. Уч.-изд. л. 30,1 (26,6+3,5 вкл). Изд. № 3322
Т-13371 Тираж 1500 экз. Тип. зак. № 2685
Цена 2 р. 22 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

2-я типография издательства «Наука». Москва. Г-99. Шубинский пер., д. 10

Исправления и опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
95	28 стр.	R_2O_3	P_2O_5
120	3 стр.	выделения	выделениями
198	30—32 стр.	Минералы Раствор альбит $\rightarrow Ba^{2+}$ Na (1,38 Å)	Минералы Раствор альбит $\rightarrow Ba^{2+}$ Na (1,38 Å)
242	2 стр.	Пластическая	Пластическая деформация

А. В. Копетович

