

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 46

В. Н. РАЗУМОВА

**МЕЛОВЫЕ И ТРЕТИЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО
КАЗАХСТАНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 46

В. Н. РАЗУМОВА

МЕЛОВЫЕ И ТРЕТИЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО
КАЗАХСТАНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1961

Ответственный редактор
Н. В. Ренгаартен

ВВЕДЕНИЕ

В западной части Южного и Центрального Казахстана развит чрезвычайно сложный и литологически разнообразный комплекс меловых и третичных отложений. Этот комплекс осадков интересен в том отношении, что развивался он в резко различных тектонических условиях — платформенных на севере, переходящих на юге в область влияния Среднеазиатского орогенического пояса. Различия в тектоническом режиме создали два принципиально отличных источника обломочного материала: Казахский щит с его мощным покровом коры выветривания на севере и Среднеазиатский горный пояс с его разнообразными по составу палеозойскими и докембрийскими породами на юге. Вторым не менее важным фактором является то, что аккумуляция осадков на описываемой территории в мелу и палеогене осуществлялась в условиях двух различных палеоклиматических зон — гумидной на севере и аридной на юге.

Разнообразное сочетание во времени этих двух главных факторов, тектонического и климатического, и обусловило литологическое разнообразие континентальных меловых и третичных отложений описываемой территории и позволило разделить все развитые здесь формации на несколько групп, а именно: на автохтонные формации, образовавшиеся за счет сноса материала с местных поднятий платформенного характера (Казахского щита), и аллохтонные, возникшие за счет привноса материала с дальнего Среднеазиатского орогенического пояса. Такое деление платформенных формаций, как известно, было предложено Н. С. Шатским (1954). Каждая из указанных групп в соответствии с влиянием климатических условий, в свою очередь, делится на формации гумидной и аридной зон. Значение разделения пород на осадки аридной и гумидной зон хорошо показано в одной из работ Н. М. Страхова (1956). Но Н. С. Шатский (1954) подчеркивал, что влияние климата более многообразно и что наблюдаются такие формации, которые указывают на существование в прошлом климатических условий, не имеющих современных аналогов.

Произведенные исследования показали, что, действительно, нельзя ограничиваться разделением формаций на гумидные и аридные. Оказалось, что гумидные и аридные формации в изученном комплексе отложений дают два самостоятельных, зонально расположенных ряда: один ряд для меловых и палеогеновых осадков, другой для миоценовых. В этой работе сделана попытка объяснить различия между этими рядами различием между условиями приморского и материкового климата. Возможно, что дальнейшие исследования на более широкой площади уточнят это объяснение.

Основная часть работы посвящена детальному описанию выделенных формаций. На основании литологических исследований делается попытка выявить характер континентального осадконакопления в условиях арид-

ного, переходного и гумидного климата. В зависимости от климатических условий различаются: красноземный, каолиновый и монтмориллонитовый типы выветривания. Наиболее детально описываются процессы бокситообразования и окремнения, связанные с осадконакоплением при каолиновом типе выветривания в условиях приморского климата палеогена.

Особое внимание в работе уделяется вторичным наложенным процессам, поскольку последние резко изменили состав и облик некоторых континентальных формаций. До сих пор этим процессам не уделялось должного внимания.

Из эпигенетических процессов наиболее детально описаны: процесс ресилификации бокситовых залежей, процесс выщелачивания бобовых железняков и монтмориллонитизация каолиновых глин. Всем этим процессам дается возрастная индексировка и интерпретация условий их возникновения. Попутно разбирается вопрос о природе красных и зеленых окрасок пород аридных красноцветных формаций.

В основу настоящей работы были положены материалы, собранные автором при полевых исследованиях 1949—1957 гг. в западной части Казахского нагорья, в прибортовых частях Чуйской синеклизы и в области хребта Б. Каратау, а также коллекция пород К. В. Никифоровой с р. Чу и низовьев р. Сарысу. В результате совместных исследований автора и К. В. Никифоровой было произведено первоначальное разделение меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы на формации (Никифорова и Разумова, 1959). В настоящей работе это разделение несколько дополнено. При выделении и описании формаций были использованы методические указания по формационному анализу Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова.

При минералого-петрографических исследованиях особое внимание уделялось изучению глинистых разностей пород, поскольку глинистые минералы особенно активно реагируют на изменения физико-географических условий среды и дают наиболее надежные критерии для выявления условий осадконакопления и установления наложенных процессов.

Химические, термические и электронно-микроскопические анализы проводились в лабораториях Геологического института АН СССР.

Полные силикатные анализы были выполнены А. Н. Зарубицкой и Е. С. Шишовой под руководством Э. С. Залманзон; термические под руководством Д. А. Виталья. Электронномикроскопические снимки были получены Д. Д. Котельниковым и А. Е. Раутбортом. Рентгенограммы глинистых фракций и их расшифровка проведены С. И. Берхин (ИГЕМ) и частично Ц. М. Райбург (ВСЕГИНГЕО) и Т. А. Левкиной (ГИН).

Вся большая работа по выделению из пород глинистых ($<0,001$ мм) и тяжелых фракций была проведена под руководством автора старшим лаборантом Н. А. Ивановой, а количественный подсчет минералов тяжелой фракции — старшими лаборантами А. Т. Аниновой и В. Е. Ясиной.

Всем товарищам, принимавшим участие в этой работе, автор приносит глубокую благодарность.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА И ЕГО ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Район исследований расположен в пределах 66° и 72° восточной долготы и 42° и 52° северной широты, между г. Атбасаром и г. Целиноградом на севере и г. Туркестаном на юге (фиг. 1).

Северную половину района занимает Казахский щит, ограниченный с запада восточным бортом Тургайского прогиба. Южнее располагается западная часть Чуйской синеклизы, а на самом юге — гряда хребта Каратау, отделяющая Чуйскую синеклизу от северного борта Кызылкумской синеклизы. Таким образом, район целиком расположен в пределах Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. К юго-востоку от него располагается Среднеазиатский горный пояс, представляющий собой край эпигерцинской платформы, превращенный альпийскими движениями в горную страну. Каратауский антиклинорий, отрог Среднеазиатского горного пояса, ветвью врезается в эту мало деформированную платформенную область.

Среднеазиатский горный пояс с момента своего возникновения становится областью постоянного и интенсивного размыва. Поэтому южная половина описываемой территории в течение всего мезо-кайнозоя находится под постоянным влиянием этой гигантской области сноса. Оттуда приносятся большие массы обломочного полимиктового материала и происходит накопление мощных молассовых толщ.

Молассовые отложения достигают западной половины Чуйской синеклизы и северного борта Кызылкумской синеклизы. Но здесь вдали от гор молассовые отложения имеют уже относительно небольшую (порядка нескольких сотен метров) мощность, обнаруживают региональную фациальную изменчивость и сложены относительно тонкозернистыми осадками: песками с примесью мелкого галечного материала, алевролитами и алевроитовыми глинами. Размер гальки не превышает 6—7 см. Крупногалечные накопления (с галькой местных палеозойских пород) появляются лишь в зоне влияния Каратауского антиклинория — отрога Среднеазиатского горного пояса. Фациальные изменения происходят с юго-востока на северо-запад в направлении гравитационного потока.

В северной части района на фоне синеклиз с господствующим региональным опусканием выделяется западный край Казахского щита. Казахский щит сохраняет устойчивое приподнятое положение в течение всего мезо-кайнозоя, испытывая при этом лишь движения небольшой амплитуды. Поверхность Казахского щита благодаря стабильному положению постепенно пенеппенизируется и превращается в область развития процессов выветривания. При незначительных поднятиях с поверхности щита смывается рыхлый элювиальный покров. Состав сносимого материала

олигомиктовый, преимущественно кварцево-каолининовый, т. е. резко отличный от полимиктового обломочного материала, приносимого со Среднеазиатского горного пояса и его западных отрогов.

Чем дальше от Среднеазиатского горного пояса, тем больше выступает роль местных поднятий, в данном случае Казахского щита и связанных с ним антиклинальных структур. На самом Казахском щите, в связи с дифференциальными движениями, постепенно вырисовываются области поднятий, а Тенгизская впадина, унаследованная от среднего-верхнего палеозоя, превращается в область аккумуляции, в которой накапливаются олигомиктовые осадки. В Джезказганской впадине, расположенной на южном склоне Казахского щита, в толщу осадков олигомиктового состава вклиниваются красноцветные полимиктовые отложения, заходящие сюда из Чуйской синеклизы.

Таким образом, в мезо-кайнозое в районе исследований ясно выступают две области сноса — Среднеазиатский горный пояс и Казахский щит. Сочетание полимиктового материала, идущего из области с активным рельефом, с олигомиктовым материалом древней коры выветривания, сносимым со сводообразного Казахского щита, и обусловило все своеобразие состава и строения мезо-кайнозойского континентального покрова и привело к образованию двух генетически различных комплексов осадков или формаций.

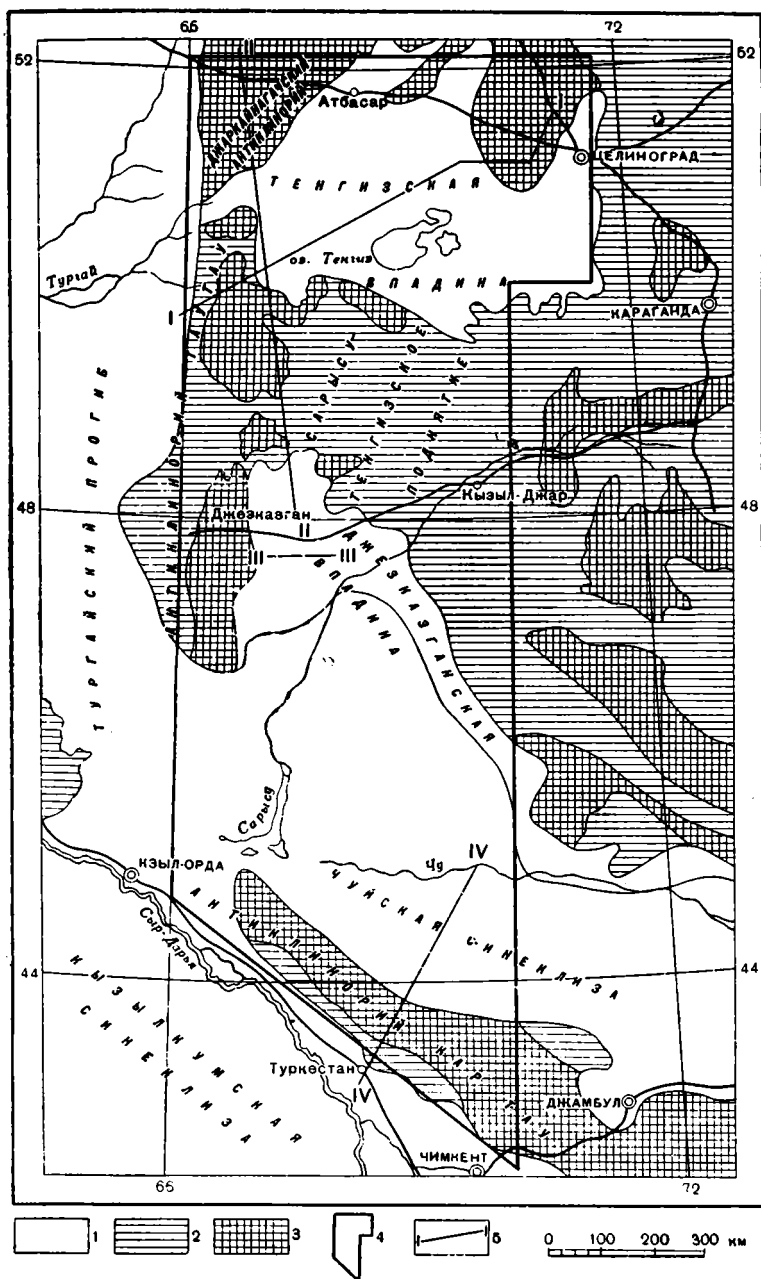
Крайним членом формационного ряда будут с одной стороны молассовые отложения Ферганы, Чулей и Таджикской депрессии, лежащие уже за пределами района исследований (аллохтонные формации по отношению к горным поднятиям и автохтонные, если Среднеазиатский горный пояс брать как единое целое), с другой — олигомиктовые отложения Казахского щита и восточного борта Тургайского прогиба (автохтонные формации).

В западной же половине Чуйской синеклизы и в северном борту Кызылкумской синеклизы накапливались осадки переходного типа, которые можно назвать отдаленными молассами, занимающие промежуточное положение между этими двумя крайними членами, но относящиеся также к формациям аллохтонной группы.

Близость Среднеазиатского горного пояса проявляется не только в характере приносимого обломочного материала. Тектонические движения, происходившие в Среднеазиатском горном поясе, захватывали и прилегающие части мало деформированной эпигерцинской платформы. Но здесь обновление рельефа несколько запаздывало и по существу представляло собой разрастание Среднеазиатского поднятия. Наиболее интенсивные движения падают на неоген-четвертичное время.

По Б. А. Петрушевскому (1955), складчатость альпийского времени не нарушила устойчивости Урало-Сибирской платформы; резко обновив древние структуры ее южной окраины, она мало сказалась на центральных и северных районах, т. е. на большей части ее площади, где в неогене произошло только общее, сравнительно незначительное, поднятие всей территории, но большие поднятия древних антиклинальных ее зон. На описываемой территории с неоген-четвертичными движениями связано воздымание хребта Каратау, поднятий Сарысу-Тенгизского водораздела, Улутавского антиклинория и других антиклинальных структур. Все эти поднятия наследуют древние антиклинальные формы. Существенную роль в образовании хребтов, по-видимому, играли разломы. Так, воздымание хребта Каратау связано с движениями по Талас-Ферганскому разлому. Ряд структур Сарысу-Тенгизского поднятия также обязан своим возникновением движению по разломам.

Непрерывное воздымание Среднеазиатского горного пояса оказало влияние и на климат описываемой территории: по мере его воздымания



Фиг. 1. Обзорная карта района исследований

1 — депрессии; 2 — области поднятий; 3 — антиклинальные выступы;
4 — контур описываемой территории; 5 — линии разрезов

климат становился все более континентальным. В юре, когда поднятия были еще невелики, господствовал теплый гумидный климат, и на всей территории шло накопление угленосных отложений (Вахрамеев, 1957; Шейнман, 1954). Но по мере воздымания Среднеазиатского барьера гумидная зона постепенно отступала к северу. Если в мелу аридная зона лежала южнее описываемой территории, то в олигоцене граница гумидной и аридной зон доходит уже до широты 48°, а в неогене и в четвертичное время аридизация климата захватывает всю описываемую территорию.

Известно, что каждая климатическая зона характеризуется своими особенностями выветривания и седиментогенеза (Страхов, 1957). Поэтому в результате приуроченности выделенных нами аллохтонных и автохтонных формаций к той или иной палеоклиматической зоне, в мелу и в третичное время развивались формации, свойственные гумидному, переходному и ариднему климату (Страхов, 1956; Яншин, 1956₁). Формации гумидного, переходного и аридного климата резко отличаются друг от друга как парагенезом хемогенных пород, так и составом глинистых минералов.

На основании строения мезо-кайнозойского покрова, исследованную территорию удобно разделить на следующие четыре района: 1) западная часть Казахского щита и ограничивающий его с запада восточный борт Тургайского прогиба; 2) Джезказганская впадина, расположенная в южном борту Казахского щита; 3) западная половина Чуйской синеклизы и ее северный борт; 4) хребет Каратау и северный борт Кызылкумской синеклизы.

Западная часть Казахского щита и восточный борт Тургайского прогиба

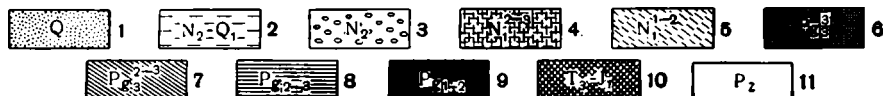
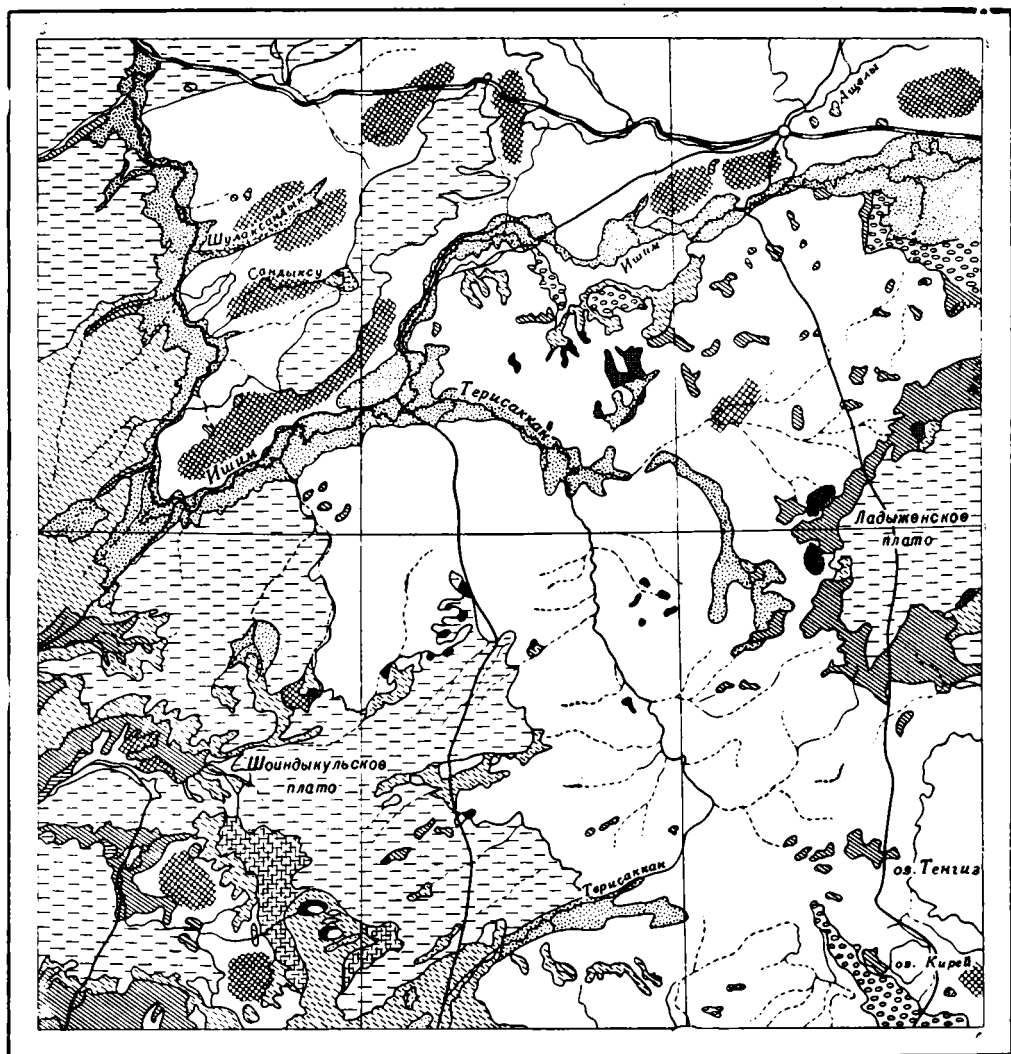
Казахский щит представляет собой «плоский свод, сложенный складчатым палеозоем» (Шатский, 1938), или единую жесткую глыбу, в которой молодые движения, унаследованные от палеозоя, не нарушают общей малой подвижности территории (Петрушевский, 1955). Щит со всех сторон окружен пологими склонами, уходящими под покров мезо-кайнозойских отложений прилегающих синеклиз.

Западная часть Казахского щита структурно неоднородна (фиг. 1). Здесь выделяются крупная Тенгизская впадина тектонического происхождения и обрамляющие ее поднятия: на севере поднятие Джаркайнагачского антиклинория и склон Кокчетавского поднятия, на юге — поднятия Улутавского антиклинория и Сарысу-Тенгизского водораздела. Тенгизская впадина приурочена к древней верхнепалеозойской мульде и является в основном унаследованной.

На западном склоне Казахского щита развиты третичные отложения морского и континентального происхождения. Они лежат здесь сплошным покровом со слабым наклоном в сторону Тургайского прогиба. В пределах же собственно Казахского щита развиты только континентальные третичные отложения. Здесь они залегают отдельными пятнами и в общем тяготеют к Тенгизской впадине (фиг. 2).

Континентальные третичные отложения в области щита выполняют эрозионные впадины, врезанные в рыхлый покров древней коры выветривания, или слагают эрозионные останцы. Древняя кора выветривания распространяется в районе щита широким распространением и в прибортовых частях Тенгизской впадины достигает большой мощности.

Наиболее полный стратиграфический разрез континентальных третичных отложений сохранился в юго-западной или шоиндыкульской части



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта третичных отложений северо-западной части Казахского щита. Составлена сотрудниками МГУ и МГРИ под руководством А. А. Богданова (при участии автора)

1 — аллювиальные четвертичные отложения; 2 — покровные плиоцен-четвертичные отложения; 3 — плиоценовые кварцевые галечники; 4 — жиландинская свита (средний и верхний миоцен); 5 — аральская свита (нижний и средний миоцен); 6 — акжарская свита (верхи верхнего олигоцена); 7 — наурзумская, чаграйская и чиликтинская свиты (средний и верхний олигоцен); 8 — саксаульская и чеганская свиты (верхний эоцен и нижний олигоцен); 9 — аркальская и коскакольская свиты (палеоцен — эоцен); 10 — кора выветривания пород палеозоя (триас — юра); 11 — палеозойские отложения

Тенгизской впадины (фиг. 3 и 4), т. е., очевидно, там, где в минимальной степени сказались движения, связанные с общим поднятием Казахского щита и, в частности, его антиклинальных структур. Рост сводового поднятия Казахского щита сопровождался дифференциацией отдельных его частей и образованием областей поднятия, на которых происходил размыв коры выветривания, и тектонических депрессий, где накапливались тонкозернистые переотложенные продукты коры выветривания. Мощность континентальных третичных отложений в области Тенгизской впадины не превышает 10—30 м, а в шоиндыкульской ее части, в депрессиях, приуроченных к карманам коры выветривания, мощность третичных отложений возрастает до 100—150 м. Образование такой глубокой эрозивной депрессии связано с постепенным подъемом и размывом плато, а большая мощность рыхлых отложений свидетельствует о последующем опускании области аккумуляции.

Д ж е з к а з г а н с к а я в п а д и н а

В северном борту Чуйской синеклизы, на южном склоне Казахского щита, располагается Джезказганская впадина, сложенная полого лежащими породами среднего и верхнего палеозоя. Впадина обрамлена по краям Улутавским антиклинорием, поднятиями Сарысу-Тенгизского водораздела и Чу-Илийским антиклинорием.

Породы верхнего и среднего палеозоя, слагающие впадину, на глубину до 50—100 м захвачены процессами выветривания и превращены в мощную кору выветривания. В этот рыхлый, частично размытый элювиальный покров врезаны эрозивные депрессии (фиг. 5), выполненные верхнемеловыми, палеоцен-эоценовыми и миоценовыми отложениями. Верхнемеловые, палеоцен-эоценовые отложения представлены продуктами перемыва древней коры выветривания и достигают мощности 20—100 м. В область Джезказганской впадины из Чуйской синеклизы заходят морские отложения палеогена и континентальные красноцветные отложения среднего олигоцена (фиг. 6).

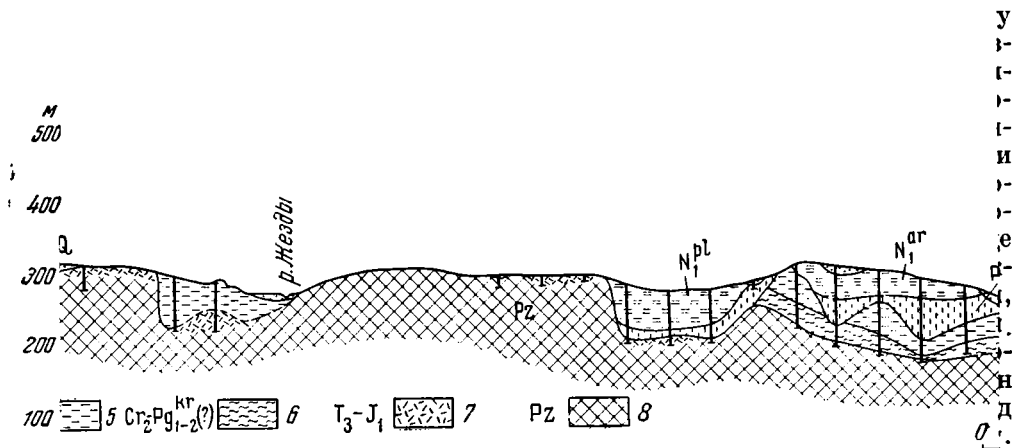
Морские отложения палеогена достигают незначительной мощности и лежат на подстилающих породах плащеобразно, а красноцветные отложения среднего олигоцена, как и другие континентальные отложения палеогена, выполняют здесь эрозивные впадины, но также, по-видимому, представляют собой остатки сплошного плаща.

З а п а д н а я ч а с т ь Ч у й с к о й с и н е к л и з ы

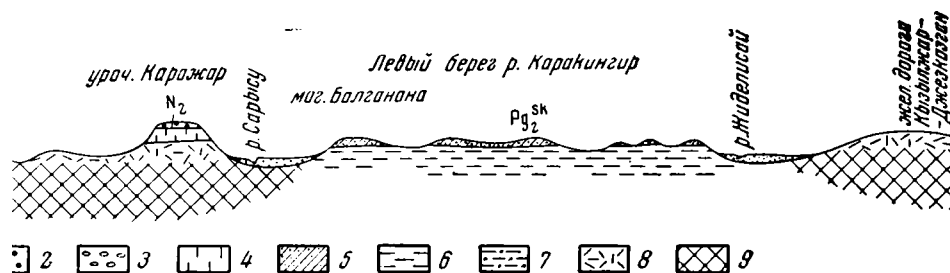
Исследованная часть Чуйской синеклизы ограничена с юга поднятием хребта Каратау, а на севере южным склоном Казахского щита. Чуйская синеклиза расположена к юго-востоку от Тургайского прогиба и отделена от него погребенным южным продолжением Улутавского антиклинория (Петрушевский, 1939). На юге, судя по отметкам кровли верхнего мела, Улутавский антиклинорий доходит до Талас-Ферганского разлома и обрывается.

Строение западной части Чуйской синеклизы, по гравиметрическим данным А. П. Соловова и буровым скважинам, рисуется в виде асимметричной впадины, заполненной морскими и континентальными отложениями мелового и третичного возраста. Юго-западный борт впадины крутой, северо-восточный более пологий.

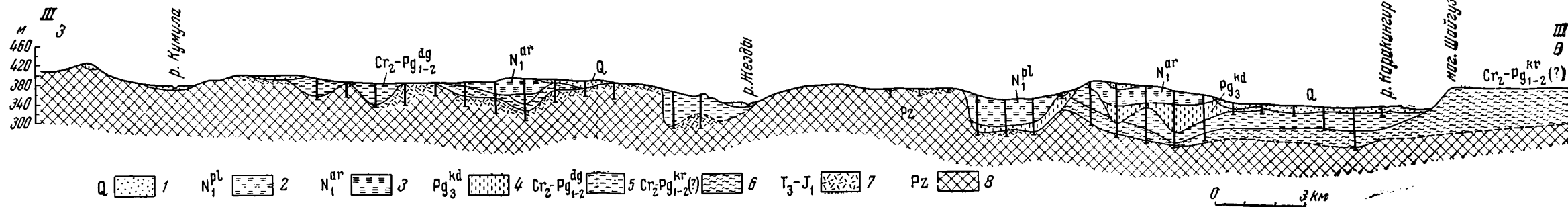
Наиболее глубокие части синеклизы находятся в районе пос. Сузак, где глубина залегания палеозоя не менее 450—500 м. Слои очень полого наклонены в глубь синеклизы.



из III—III (см. фиг 1) Джезказганской впадины к югу от жел. дор. Карсакай
; 4 — кендерлыкская свита; 5 — джартаасская свита; 6 — каракенгирская свита; 7 — кора вывет

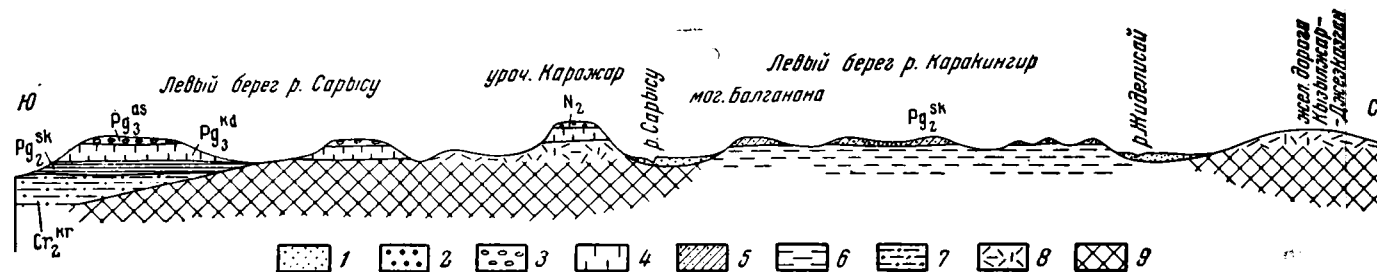


нальный разрез Джезказганской впадины и северного борта Чуйской синеклизы
я (Q); 2 — плиоценовые галечники (N₂); 3 — асказансорская свита (Pg^{as}); 4 — кендерлыкская
каракенгирская свита (Cg₂—Pg₁₋₂^{kr}); 7 — кырккудукская свита (Cg₂^{kr}); 8 — кора выветривания по
палеозоя (T₃—J₁); 9 — палеозойские отложения (Pz)



Фиг. 5. Широкий геологический разрез III—III (см. фиг 1) Джезказганской впадины к югу от жел. дор. Карсакпай — Кенгир

1 — четвертичные отложения; 2 — павлодарская свита; 3 — аральская свита; 4 — кендерлыкская свита; 5 — диартасская свита; 6 — каракенгирская свита; 7 — кора выветривания; 8 — палеозойские отложения

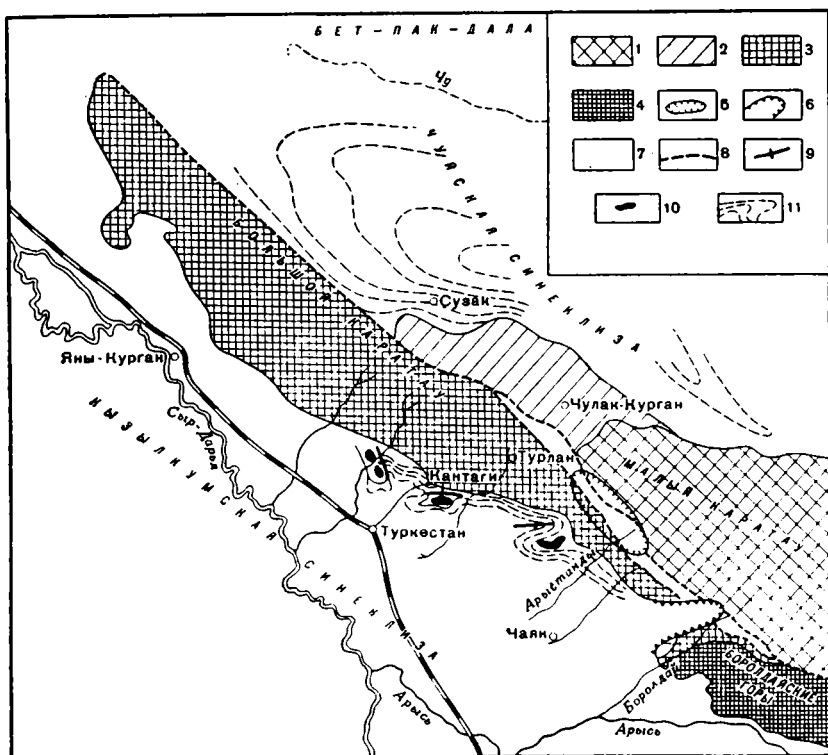


Фиг. 6. Схематический меридиональный разрез Джезказганской впадины и северного борта Чуйской синеклизы

1 — аллювиальные четвертичные отложения (Q); 2 — плиоценовые галечники (N_2); 3 — асказансорская свита (Pg_3^{as}); 4 — кендерлыкская свита (Pg_3^{kd}); 5 — саксаульская свита (Pg_2^{sk}); 6 — каракенгирская свита ($Cr_2-Pg_{1-2}^{kr}$); 7 — кырккудукская свита (Cr_2^{kr}); 8 — кора выветривания пород палеозоя (T_3-J_1); 9 — палеозойские отложения (Pz)

Поднятие Каратауского антиклинория и северный борт Кызылкумской синеклизы

Мезо-кайнозойская структура палеозойского антиклинория Каратау может быть названа крупным сложным антиклинальным поднятием, разделяющим две крупные и глубокие синеклизы — Чуйскую и Кызылкумскую (фиг. 7). На северо-западе хребт Каратау состоит из двух структурных элементов: Б. Каратау — односторонней горстантиклинали и прилегающего к ней с северо-востока сводового поднятия М. Каратау. Эти две антиклинальные структуры разделены юрским предразломным прогибом, образовавшимся в зоне Талас-Ферганского разлома. На юго-востоке, там, где Б. Каратау испытывает погружение, намечается еще одно — Боролдайское поднятие. Синклинальная мезо-кайнозойская структура, расположенная на продолжении юго-западной полосы предгорий, отделяющая Б. Каратау от Боролдайского поднятия, почти целиком размыта, и потому оба поднятия плохо обособлены друг от друга. Северо-западная полоса предгорий Б. Каратау, в районе поселков Чулак-Курган и Сузак, представляет собой ограниченное разломами и погребенное под эоценовыми отложениями северо-западное продолжение хребта М. Каратау.



Фиг. 7. Схема структурного расчленения области хребта Каратау в мезо-кайнозойское время

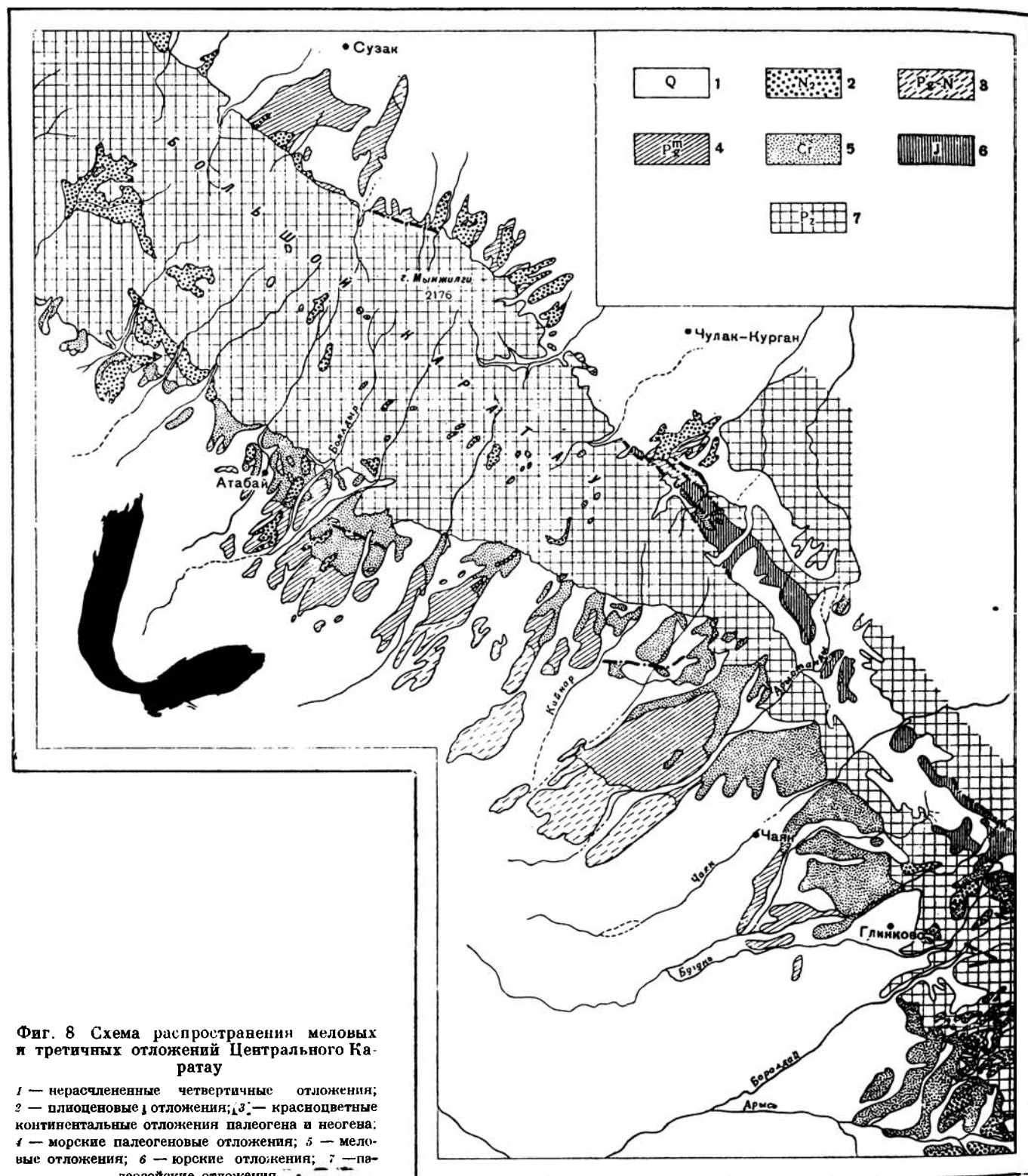
Поднятия системы Каратау с разной историей развития: 1 — М. Каратау; 2 — опущенная часть М. Каратау; 3 — Б. Каратау; 4 — Боролдайские горы; 5 — условная граница размытой меловой синеклинали, наложенной на юрский предразломный прогиб; 6 — условная граница размытой синеклинали, отделяющей Б. Каратау от Боролдайских гор; 7 — прогибы, окаймляющие систему Каратау; 8 — разломы. Складки предгорий, связанные с разломами: 9 — оси синеклиналей; 10 — выходы палеозоя в ядрах антиклиналей; 11 — изогипсы подошвы рыхлых отложений

Здесь третичные отложения лежат непосредственно на палеозое (фиг. 7). Северо-западнее погребенной структуры М. Каратау Б. Каратау оборван продолжающимся к северо-западу Талас-Ферганским разломом и граничит непосредственно с Чуйской синеклизой. В связи с этим северо-западный склон Б. Каратау резко приподнят и имеет ступенчатое строение.

Строение юго-западной полосы предгорий Б. Каратау и предгорья северо-западного склона М. Каратау существенно иное. Предгорья в этих местах представляют собой пологие погружения антиклинальных структур под чехол меловых и третичных отложений прилегающих синеклиз (фиг. 8 и 9).

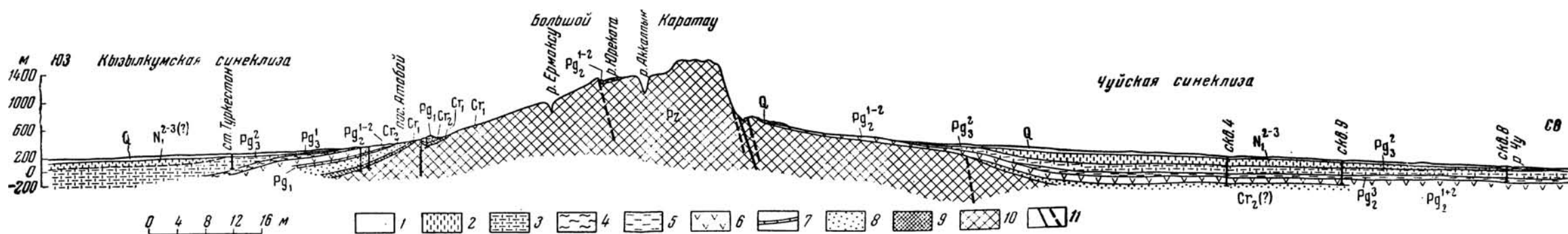
Мезо-кайнозойский покров предгорий местами нарушен сбросами, захватывающими как породы палеозойского фундамента, так и отложения мела и палеогена. При этом породы покрова местами изогнуты в складки, в ядрах которых нередко выходят породы палеозоя (район поселков Атабай и Котурбулак). На водоразделах в центральных, наиболее приподнятых частях хребта Б. Каратау сохранились участки древней абразионной поверхности, наклоненной на юго-запад, создающие местами типичный ландшафт столовых гор. На поверхности древнего абразионного плато кое-где сохранились останцы морских эоценовых отложений, указывающие на палеогеновый (нижнеэоценовый) возраст древней абразионной поверхности, а ниже абразионного среза местами можно видеть древние карстовые воронки, выполненные красноцветными меловыми отложениями.

Таким образом, меловые и третичные отложения, по-видимому, некогда перекрывали и горную часть Центрального Каратау, но в настоящее время в связи с позднейшими поднятиями они почти целиком размыты. В северо-западном Каратау, менее приподнятом, чем Центральный Каратау, по данным А. Г. Черняховского, сохранился покров древней нижнемезозойской коры выветривания.



Фиг. 8 Схема распространения меловых и третичных отложений Центрального Каратау

1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — плиоценовые отложения; 3 — красноцветные континентальные отложения палеогена и неогена; 4 — морские палеогеновые отложения; 5 — меловые отложения; 6 — юрские отложения; 7 — палеозойские отложения



Фиг. 9. Геологический разрез IV—IV' (см. фиг. 1) северо-восточного склона Кызылкумской синеклизы, хребта Б. Каратау и Чуйской синеклизы (по В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховскому)

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — средний — верхний миоцен (N_2^{1-3}), жузундукская свита, глины и суглинки красно-бурые или зеленовато-бурые; 3 — средний олигоцен (Pg_3^2), кызылкумская свита, глины красно-бурые; 4 — нижний олигоцен (Pg_3^1), чеганская свита, глины зеленые; 5 — верхний эоцен (Pg_2^3), саксаульская свита, глины зеленые; 6 — нижний — средний эоцен (Pg_2^{1-2}), сузакский и алайский ярусы, глины зеленые, пески, песчаники; 7 — палеоцен (Pg_1), бухарский ярус, глины зеленые, известняки палевые; 8 — верхний мел (Cr_2), котурбулакская свита, пески и песчаники; 9 — нижний мел (Cr_1), шаштюбинская и кызылтинская свиты, глины красные и алевроиты зеленые; 10 — палеозойские отложения (P_2); 11 — разрывы (прослеженные и предполагаемые)

Глава II

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МЕЛОВЫХ И ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАЙОНАМ

В основу разделения третичных отложений описываемого района положена стратиграфическая схема, принятая на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.; обоснование возраста свит третичного разреза Казахского щита и Чуйской синеклизы дано в работах К. В. Никифоровой (1957) и В. Н. Разумовой (1957).

Очень кратко дано и возрастное обоснование меловых и третичных отложений южной половины района, поскольку эти данные можно найти в работах К. В. Никифоровой (1960) и в работе В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховского.

В пределах описываемого района развиты почти все горизонты стратиграфического разреза, но не все они пользуются одинаково широким распространением. Так, палеогеновые и неогеновые отложения распространены на всей территории, верхнемеловые отложения тяготеют к южной ее половине, а нижнемеловые отложения не выходят за пределы северного борта Кызылкумской синеклизы и хребта Каратау.

Среди меловых и третичных отложений выделяются ниже- и верхнемеловые, палеогеновые и миоценовые отложения.

Меловые отложения. Неоком — континентальные отложения:

1) пестроцветные переотложенные гидрослюдисто-каолининовые глины коры выветривания (до 10—30 м) — ерубайская свита юго-западного склона хребта Б. Каратау и 2) красные гидрослюдистые глины (до 20 м), с маломощными прослоями известняков и песчаников с фауной пелеципод и пресноводных гастропод — паштютинская свита юго-западного склона хребта Б. Каратау. В горной части Б. Каратау — глины (до 10 м), с линзами бокситовидных глин и бобовых железняков, в Боролдайских горах — белые пелитоморфные известняки (до 50 м).

Альб-сеноман и сеноман — морские и прибрежно-морские отложения: 1) зелено-серые тонкослоистые монтмориллонитовые глины и слюдистые алевроиты (до 70 м), с фауной пелеципод, гастропод и зубами акул сеноманского возраста и пылью среднего альба, переходящие вверх по разрезу в красно-зеленые глинистые алевроиты и мелкозернистые пески, — кызылатинская свита юго-западного склона хребта Б. Каратау; или 2) зеленовато-белые глинистые алевроиты и косослоистые пески (до 50 м), с сеноманской платановой флорой — кырккудукская свита северного борта Чуйской синеклизы.

Турон-сантон — континентальные отложения: 1) красные и белые косослоистые аркозовые и полимиктовые пески (до 50—150 м), с подчиненными прослоями известковистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и алевроитовых глин, содержащие динозавровую фауну и платановую флору, вверху иногда красные монтмориллонитовые глины — котурбулакская свита хребта Каратау; или 2) зеленовато-белые гидрослюдисто-каолининовые и монтмориллонит-каолининовые глины и глинистые алевроиты (до 50 м), с прослоями лигнитовых глин, содержащие отпечатки платановой флоры, — белеутинская свита северного борта Чуйской синеклизы.

Меловые и палеогеновые отложения. Палеоцен—прибрежно-морские отложения: зелено-серые монтмориллонитовые глины и светлые доломиты (до 15—20 м), с фауной пелеципод (*Modiola jeremeyewi* R o m., *Corbula biangulata* D e s h. и др.) и гастропод — бухарский ярус юго-западного склона хребта Б. Каратау.

Палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела — континентальные отложения: 1) каолиновые глины (50—120 м), с линзами бокситов, красных бобовых железняков и иногда прослоями углистых глин с пылью палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела — аркалыкская свита Тенгизской впадины и джартасская свита Джезказганской впадины; 2) красные или пестроокрашенные, сильно песчанистые каолиновые глины (до 5—6 м), с линзами и гнездами также сильно песчанистых красных бобовых железняков — коскакольская свита Тенгизской впадины и сарысуйская свита Джезказганской впадины.

Нижний и средний эоцен — морские и прибрежно-морские отложения: белые и зеленовато-серые косослоистые пески (до 50 м), с прослоями песчаников, светлых доломитов и серых глин; в верхних горизонтах прослой устричника с *Ostrea turkestanensis* R o m.; или голубовато- и зеленовато-серые тонкослоистые монтмориллонитовые глины (до 100 м), иногда мергелистые с пылью нижнеэоценового возраста — сузакский и алайский ярусы предгорий хребта Каратау.

Средний и верхний эоцен — морские и прибрежно-морские отложения: зелено-серые тонкослоистые монтмориллонитовые глины, глинистые опоки и опокovidные песчаники (до 30 м), или зелено-серые монтмориллонитовые глины (до 75 м), иногда с прослоями углистых глин — тасаранская свита Чуйской синеклизы.

Верхний эоцен — морские и прибрежно-морские отложения: глины зелено-серые монтмориллонитовые (до 50 м), иногда с зубами акул и пылью верхнеэоценового возраста, или тонкие кварцевые пески и сливные кварцитовидные песчаники — саксаульская свита Тургайского прогиба, Чуйской синеклизы и северо-западного Каратау.

Нижний олигоцен — морские отложения: глины зелено-серые, монтмориллонитовые (до 50 м), иногда с отпечатками водного папоротника — чеганская свита Тургайского прогиба, северо-западной окраины Чуйской синеклизы и юго-западного склона Б. Каратау.

Средний олигоцен — континентальные отложения: 1) голубовато-белые гидрослюдисто-каолининовые глины и глинистые алевроиты (до 35—40 м), с остатками индрикотерия (*Indricotherium asiaticum* B o r i s.). В основании иногда отпечатки ксерофитной флоры — кутанбулакская и чиликтинская свиты Тургайского прогиба; 2) серые листоватые гидрослюдисто-каолининовые глины (до 20 м), с галечниками в основании — лигнитоносная свита верховий р. Сарысу; 3) красно-бурые и зелено-красные гидрослюдистые глины (до 50—200 м), с известковистыми журавчиками и линзами мергелистых глин — кендерлыкская свита Чуйской синеклизы, Джезказганской впадины, и кызылкульская свита предгорий хребта Б. Каратау.

Верхний олигоцен — континентальные отложения: 1) кварцевые пески и галечники с караваями и линзами сливных кварцитовидных песчаников и белые каолиновые глины и глинистые алевроиты (до 30—35 м), с прослоями кремнистых пород и красных бобовых железняков — чагарайская и наурзумская свиты восточного борта Тургайского прогиба и Тенгизской впадины; или 2) зеленовато-белые слюдистые алевроиты и известковые песчаники и кварцевые галечники (до 50 м), с обильной фауной млекопитающих — асказансорская свита Чуйской синеклизы.

Верхи верхнего олигоцена — континентальные отложения: восковидные голубовато-серые каолинит-монтмориллонитовые глины (до 10—30 м), с красными железистыми пятнами и гнездами мелкобобового рыхлого железняка — акжарская свита Тенгизской впадины.

Миоценовые отложения. Нижний и средний миоцен — континентальные отложения: зелено-серые гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины (до 10—20 м), с марганцевыми бобовинами, крупными друзами гипса и линзами конкреционных мергелей с фауной *Aceratherium depereti* (?) В о r i s., *Brachipotherium gailiti* В о r i s. и др. — аральская свита восточного борта Тургайского прогиба, Казахского щита и Джезказганской впадины.

Средний и верхний миоцен — континентальные отложения: 1) красно-бурые гидрослюдистые глины (до 10 м) с известковистыми журавчиками и пластинчатым гипсом — жиландинская свита восточного борта Тургайского прогиба, иногда с фауной млекопитающих — андассайская свита Чуйской синеклизы; или 2) красно-бурые, гипсоносные, сильно песчанистые глины, полимиктовые пески и галечники (до 70 м) — жузундукская свита предгорий хребта Каратау.

Верхний миоцен — континентальные отложения: 1) зелено-серые монтмориллонитовые глины (до 10 м) с друзами гипса. В основании галечники с *Hipparion longipes* V. G r o m. — тенгизская свита Тенгизской впадины; или 2) зелено-серые гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины и глинистые алевроиты (до 10 м) — павлодарская свита Джезказганской впадины.

Ниже дается стратиграфическое расчленение континентальных меловых и третичных отложений по районам.

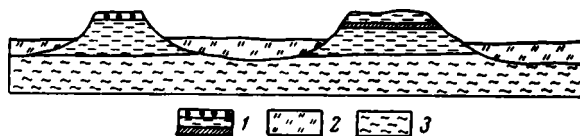
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КАЗАХСКОГО ЩИТА И ВОСТОЧНЫЙ БОРТ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

Стратиграфическое расчленение континентальных третичных отложений западной части Казахского щита связано со значительными трудностями, так как большинство слагающих его свит фаунистически не охарактеризовано. Кроме того, многие свиты состоят из переотложенных продуктов коры выветривания и имеют настолько сходный облик, что почти не отличаются друг от друга.

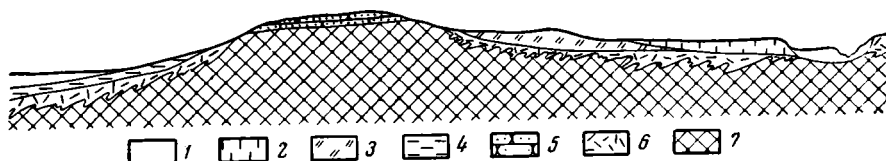
Дополнительные затруднения возникают и вследствие своеобразного залегания самих пород. В связи с тектоническими движениями небольшой амплитуды в области щита, рыхлые континентальные отложения лежат здесь нередко на разных гипсометрических уровнях, причем молодые отложения часто лежат гипсометрически ниже более древних (фиг. 10 и 11) и нередко прислонены к последним (фиг. 12 и 13). В других местах разновозрастные отложения приурочены к одной гипсометрической поверхности и лежат рядом друг с другом. Наконец, осложняющим обстоятельством является и то, что основная область аккумуляции — Тенгизская впадина, выступает в третичное время как сложный структурный элемент. Поэтому несмотря на выдержанность общей стратиграфической схемы отдельные разрезы этой впадины довольно резко отличаются друг от друга. Характер

разреза существенно меняется в зависимости от его положения в борту или в осевой части Тенгизской впадины. По-видимому, в зависимости от тектонического положения района менялся и характер осадков.

При расчленении третичных отложений щита за опорный принят разрез восточного склона Тургайского прогиба, однако и он не решает всех вопросов стратиграфии Казахского щита, так как в Тенгизской впадине имеется ряд свит, отсутствующих в западных разрезах.



Фиг. 10. Останцы наурузумской свиты (1) среди выходов пестроцветных глин акжарской свиты (2) к юго-западу от оз. Тенгиз; 3 — кора выветривания пород палеозоя.
(По О. А. Мазаровичу)



Фиг. 11. Соотношения третичных отложений на северном склоне Казахского щита в районе г. Кокчетава (по Д. С. Кизывальтеру)

1 — четвертичные отложения; 2 — жиландинская или кеншагырская свита; 3 — акжарская свита; 4 — наурузумская свита; 5 — кварцитовидные песчаники морского палеогена; 6 — кора выветривания пород палеозоя; 7 — палеозойские отложения

В восточном борту Тургайского прогиба, на широте Тенгизской впадины, меловые отложения отсутствуют, так как выклиниваются значительно западнее, поэтому третичные отложения лежат здесь непосредственно на палеозое (фиг. 3) или на коре выветривания палеозойских пород. В этом борту Тургайского прогиба континентальные третичные отложения лежат со слабым наклоном в сторону прогиба и подстилаются фаунистически охарактеризованными морскими отложениями палеогена. Кроме того, отдельные свиты континентальной третичной толщи содержат остатки фауны. Разрез восточного борта Тургайского прогиба приведен в табл. 1.

Переходя со склона Тургайского прогиба на Казахский щит, нижние горизонты третичного разреза постепенно выклиниваются и на палеозой трансгрессивно ложатся более молодые отложения. Первыми из разреза выпадают отложения морского палеогена, затем кутанбулакская и чиликтинская свиты (средний олигоцен) и на палеозой в глубь Казахского щита переходят лишь верхние три свиты третичного разреза: наурузумская, аральская и жиландинская. Первые две свиты пользуются на щите широким распространением, отложения же жиландинской свиты были отмечены только в прибортовых частях щита на Шоиндыкульском плато и на западном склоне Джаркайнагачского антиклинория.

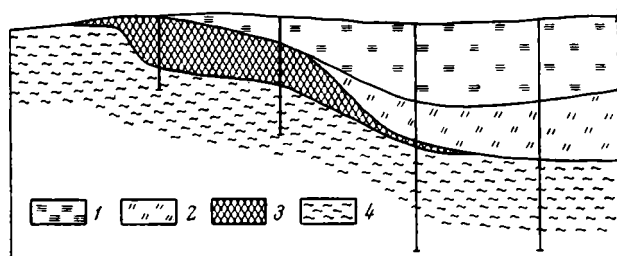
Отложения, литологически идентичные наурузумской свите восточного борта Тургайского прогиба, широко распространены в осевой части Тенгизской впадины (Ладыженское плато). Здесь же установлены литологически сходные с аральской свитой отложения тенгизской (павлодарской) свиты с гиппарионовой фауной (Разумова, 1958г.).

Сводные стратиграфические разрезы третичных отложений северной и южной частей восточного склона Тургайского прогиба

Возраст	Северная, припшмская часть	Южная часть (к югу от р. Тастытургай)
Средний миоцен	Жиландинская свита	
	—	Глины красно-бурые, с пластинчатым гипсом и журавчиками карбоната (10 м)
Нижний и средний миоцен	Аральская свита	
	Глины светлые, зеленовато-серые, с марганцевыми оолитами, друзами гипса и линзами мергелей (20 м)	Глины зелено-серые, с друзами гипса и известковистыми стяжениями (10 м)
Верхний олигоцен	Наурзумская и чаграйская свиты	
	Глины белые, каолиновые, иногда с красными пятнами, переходящие вниз по разрезу в кварцевые косослоистые пески и галечники с линзами железистых песчаников (10 м)	Белые каолиновые глины, алевроиты и кварцевые пески с прослоями красных бобовых железняков и кремнистых пород. В основании косослоистые кварцевые пески и галечники с линзами железистых и кварцитовидных песчаников с тургайской широколиственной флорой (10—35 м)
Средний олигоцен	Чиликтинская и кутанбулакская свиты	
	—	Глины и глинистые алевроиты голубовато-белые с поверхности светло-бурые, в верхних горизонтах прослой малиновых и пятнистоокрашенных глин (30—40 м)
Нижний олигоцен	Чеганская свита	
	Глины зелено-серые, листоватые, с пылью нижнеолигоценового возраста, в верхних горизонтах охристо-желтые (2—3 м)	Глины зелено-серые, листоватые, с ярозитом, сидеритом, гипсом и марказитом. В основании прослой (0,15 м) фосфоритового галечника с зубами акул (5 м)
Верхний эоцен	Саксаульская свита	
	Глины зелено-серые, листоватые	
Средний и верхний эоцен	Тасаранская свита	
	Пески глауконитовые с прослоями серых песчаников и глин	Пески глауконитовые, в основании кварцевые пески и галечники
Подстилающие отложения	Плотные породы палеозоя и их кора выветривания или юрские отложения	

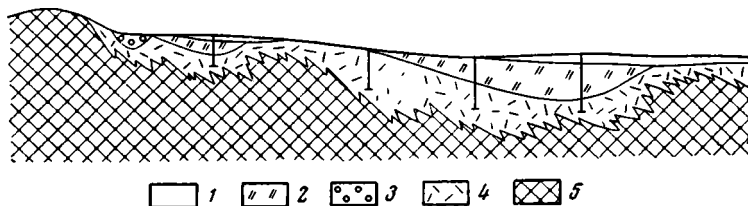
В краевых частях Тенгизской впадины разрез резко усложняется в связи с появлением трех новых свит: аркалыкской, коскакольской и акжарской.

Аркалыкская свита представлена бокситоносными отложениями, коскакольская свита — сильно песчанистыми красными и пестроокрашенными каолиновыми глинами с линзами красных бобовых железняков.



Фиг. 12. Характер прислонения отложений аральской (1) и акжарской (2) свит к бокситоносным отложениям аркалыкской свиты (3) на Аркалыкском месторождении; 4 — кора выветривания пород палеозоя

Бокситоносные отложения аркалыкской свиты представлены двумя фациями: железистой и маложелезистой. Первая выполняет мелкие пологие депрессии, а вторая тяготеет к глубоким долинообразным депрессиям, приуроченным к карманам коры выветривания. В пределах Амангельдинского бокситового месторождения, расположенного в шоиндыкульской части Тенгизской впадины, железистая фация тяготеет к коре выветри-



Фиг. 13. Останец бокситоносных отложений аркалыкской свиты в борту верхнеолигоценовой депрессии на южном склоне Кокчетавского поднятия (речка Мат, приток р. Баксук)

1 — четвертичные отложения; 2 — акжарская свита; 3 — аркалыкская свита; 4 — кора выветривания; 5 — палеозой

вания песчаников и аргиллитов франского яруса, а маложелезистая — к глинистым продуктам выветривания аргиллитов фаменского яруса (Тюрин, 1958). Возраст маложелезистых бокситов глубоких долинных депрессий по данным спорово-пыльцевого анализа, по мнению одних авторов — верхнемеловой, по мнению других — палеоцен-эоценовый. Железистые же разновидности бокситов мелких депрессий не содержат флористических остатков и по простирацию переходят в песчанистые бобовые железняки коскакольской свиты, литологически сходные с красными бобовыми железняками наурзумской свиты (верхний олигоцен) восточного борта Тургайского прогиба (Разумова, 1958₂). Возможно, что железистые бокситы пологих депрессий и песчанистые бобовые железняки коскакольской свиты имеют не палеоцен-эоценовый, а более молодой — верхнеолигоценовый возраст, или синхронны верхним песчаным горизонтам бокситовой толщи глубоких депрессий (табл. 2). В зависимости от интерпретации разреза

Таблица 2

Возможные варианты возрастной интерпретации отложений аркалыкской свиты

Вариант	Возраст	Наурузумская свита	Коскакольская свита		Аркалыкская свита	
Первый	Верне-олигоценый	Песчанистые каолиновые глины с линзами красных бобовых железняков и кварцитовидных песчаников (5 м)	Железистые фации	Кремнисто-железистые фации	Железистые фации	Маложелезистые фации
			Красные и пестроокрашенные, сильно песчанистые каолиновые глины с линзами красных сильно песчанистых бобовых железняков (3—5 м)	Красные, сильно песчанистые бобовые железняки, переходящие вниз по разрезу в белые каолиновые глины и кварцевые пески с линзами кварцитовидных песчаников (3 м)	Красные глиноземистые железняки и бокситы каменистого и глинистого сложения (10—15 м)	—
	Палеоцен-эоценовый	—	—	—	—	Песчанистые каолиновые глины и бокситоносные каолиновые глины с пылью палеоцен-эоценового возраста (60—120 м)
Второй	Палеоцен-эоценовый	—	Коскакольская свита		Аркалыкская свита	
			Железистые фации	Кремнисто-железистые фации	Железистые фации	Маложелезистые фации
			Отложения те же, что и в первом варианте			
Третий	Доверне-олигоценый	—	Коскакольская свита		Аркалыкская свита	
			Железистые фации	Кремнисто-железистые фации	Железистые фации	Маложелезистые фации
			Отложения те же, что и в первом варианте			Сильно песчанистые каолиновые глины и кварцевые пески с каолиновым цементом (30 м)
	Палеоцен-эоценовый	—	—	—	—	Каолиновые глины и маложелезистые бокситы с пылью палеоцен-эоценового возраста (60—100 м)

одни исследователи считали бокситы Казахского щита третичными (Быков, 1938), другие — мезозойскими (Великовская, 1936 и 1939).

В настоящее время вопрос расчленения бокситоносных отложений аркалыкской свиты не решен, и все они по данным спорово-пыльцевого анализа относятся к верхнему мелу или палеоцен-эоцену. Возраст бобовых железняков коскакольской свиты также считается верхнемеловым или палеоцен-эоценовым.

Т а б л и ц а 3

Разрезы третичных отложений различных частей Тенгизской впадины

Возраст	Прибортовые части впадины		Осевая часть впадины
	основная территория	глубокие депрессии, врезанные в карманы коры выветривания	
Средний и верхний миоцен	—	—	Тенгизская свита Глины зелено-серые, гипсоносные, с кварцевым галечником в основании с <i>Hipparion longipes</i> V. Grom. (10 м)
Нижний и средний миоцен	Аральская свита Глины зелено-серые, с марганцевыми бобовинами, друзами гипса и линзами конкреционных мергелей. <i>Aceratherium depereti</i> (?) Boris., <i>Brachipotherium gailiti</i> Boris. и др. (5—20 м)		
Верхний олигоцен	Акжарская свита Глины восковидные, голубовато-серые и серовато-белые, с красными железистыми пятнами. В основании иногда переотложенные каолиновые глины или горизонт, обогащенный галькой подстилающих пород, в том числе бокситов и красных бобовых железняков (10—30 м)		
	—	—	Наурзумская свита Белые каолиновые глины с прослойками кремнистых пород и сильно песчанистые каолиновые глины с караваями сливных кварцитовидных песчаников (10 м)
Палеоцен-эоцен	Коскакольская свита Глины песчанистые, каолиновые, красные, с линзами сильно песчанистых красных бобовых железняков и иногда гнездами кремнистых пород (3—5 м)	Аркалыкская свита Глины каолиновые, с линзами бокситов и красных глиноземистых железняков. В основании прослой углистых глин с пылью палеоцен-эоценового возраста (10—120 м)	—

В настоящей работе отложения аркалыкской и коскакольской свит, согласно данным Е. Д. Заклинской (1955), отнесены автором к палеоцен-эоцену.

Наконец, третья — акжарская свита, представлена очень своеобразными пятнистоокрашенными восковидными глинами, залегающими на бокситоносных отложениях аркалыкской свиты в основании глин аральской свиты.

В осевой части Тенгизской впадины, по данным О. А. Мазаровича, эти глины ложатся с размывом на отложения наурзумской свиты. Исходя из приведенных данных, возраст акжарской свиты отвечает верхним горизонтам верхнего олигоцена. Возможно, что акжарская свита является аналогом кушукских слоев Тургайского прогиба (Лавров, 1959). В одной из работ автора (Разумова, 1958₂) акжарская свита была отнесена к нижним горизонтам аральской свиты. Однако этому выводу противоречит отсутствие фациальных переходов между акжарской и аральской свитами, а также трансгрессивное залегание аральской свиты на пестроцветных глинах акжарской свиты.

Для характеристики стратиграфического разреза третичных отложений Тенгизской впадины приведены разрезы, характерные для различных ее частей (табл. 3).

ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ ВПАДИНА

При изучении континентальных меловых и третичных отложений Джезказганской впадины, расположенной на южном склоне Казахского щита, мы также сталкиваемся с очень большими затруднениями. В этой впадине, сложенной полого лежащими осадочными породами верхнего и среднего палеозоя, сохранился мощный покров древней коры выветривания (до 50—100 м), в который врезаны котловины, выполненные верхнемеловыми и третичными отложениями. Но благодаря литологическому сходству последних с корой выветривания, выделение в разрезе меловых и третичных отложений представляет собой весьма трудную и сложную задачу, тем более, что развитые здесь верхнемеловые палеоцен-эоценовые отложения представлены переотложенными продуктами той же коры выветривания. Поэтому от коры выветривания палеозойских пород они отделяются с большим трудом и практически сливаются с последней в единый осадочно-элювиальный комплекс. От коры выветривания палеозойских пород эти отложения отличаются лишь присутствием прослоев углистых глин с растительными отпечатками и пылью верхнемелового-палеоцен-эоценового возраста. В связи с этим разрезы осадочно-элювиального комплекса часто трактуются различными авторами по-разному. При минералого-петрографическом изучении разреза осадочно-элювиального комплекса Джезказганской впадины на междуречье Жезды — Каракенгир, Каракенгир — Сарысу и на левобережье широтного отрезка р. Сарысу (уроч. Каражар — бугор Бурейнак) удалось выделить ряд свит, приведенных ниже в стратиграфической последовательности (сверху вниз).

Д ж а р т а с с к а я с в и т а (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела) — глины каолиновые с примесью гидрослюда или монтмориллонита и кварцевые алевроиты белые и серовато-белые, иногда с красными железистыми пятнами. В нижних горизонтах прослой серых и углистых глин с неясными отпечатками листьев, обломками древесины и журавчиками марказита.

В единичных разрезах отмечены тонкие прослой бокситовидных галлуазитовых глин.

Углистые глины содержат пылью палеоцен-эоцена или верхов верхнего мела. Общая мощность свиты 100 м.

К а р а к е н г и р с к а я с в и т а (проблематичного возраста) представлена двумя фациями:

а) глинисто-алевритовая фация — серые и зеленовато-серые монтмориллонитовые и монтмориллонит-каолининовые глины и кварцевые алевриты с подчиненными прослоями опоковидных глин и алевролитов и каолинизированных полимиктовых песчаников. С песчаными и алевритовыми прослоями связаны гнезда красного железняка (междуречье Жезды и Каракенгир и левобережье р. Каракенгир);

б) песчаная фация — белые и серовато-белые кварцевые гравелиты и глинистые алевриты с гнездами песчанистого красного железняка и линзами узловатых опок и кварцитовидных песчаников. Цемент монтмориллонитовый.

Для свиты в целом характерно присутствие окремнелой цисты зеленых водорослей *Chrysomonadinae* и спикул губок (бугор Бусуйнак на левом берегу Сарысу). Общая мощность свиты 30—40 м.

О п о к о в а я с в и т а (выветрелая толща проблематичного возраста). Опoki белые со щебенчатой отдельностью и раковистым изломом, в верхних горизонтах часто комковатые и зеленовато-белые пелитизированные аргиллиты полимиктового состава (реки Сарысу и Жезды). Видимая мощность 10—15 м.

А р г и л л и т о в а я с в и т а (верхний палеозой) — зеленовато-белые, зеленоватые и светло-серые пелитизированные аргиллиты со щебенчатой отдельностью. В верхних горизонтах тонкие прослои черных или обеленных опок. Первичная окраска пород черная. Видимая мощность 10 м.

М е р г е л и с т а я с в и т а (верхний палеозой) — черные, плотные мергели.

Аргиллитовая и мергелистая свиты характеризуются тонкой слоистостью пород и полимиктовым составом обломочного материала, а в верхних двух свитах для песчаных и алевритовых фракций характерен кварцевый состав.

Из всего разреза наиболее спорным является возраст каракенгирской свиты. К. В. Никифорова (1960) относит ее к верхнему мелу — низам палеогена. Основанием служит литологическое сходство пород этой свиты с верхнемеловыми отложениями Чуйской синеклизы (реки Сарысу и Белеуты).

Однако не исключено, что каракенгирская свита относится еще к коре выветривания пород верхнего палеозоя, так как сходные кремневые водоросли встречаются и в узловатых опоках на левобережье Сарысу (северо-восточный склон бугра Бусуйнак) среди пелитизированных аргиллитов палеозоя. В пользу последнего предположения говорит и присутствие в составе каракенгирской свиты прослоев каолинизированных полимиктовых песчаников и монтмориллонитовый и монтмориллонит-каолининовый состав глинистых фракций, близкий составу пелитизированных аргиллитов палеозоя. Однако, по определениям А. П. Жузе, окремнелые цисты зеленых водорослей принадлежат мезо-кайнозойским формам *Chrysomonadinae*. Таким образом, возраст каракенгирской свиты до сих пор не установлен окончательно.

На отрезке уроч. Каражар — бугор Бусуйнак (левобережье Сарысу) на палеозойской опоковой свите залегают отложения, литологически сходные с породами песчаной фации каракенгирской свиты, но в отличие от последних не содержащие кремневых водорослей. Это белые и серовато-белые кварцевые алевриты и гравелиты с каолиновым цементом, испещренные пятнами вишнево-красного песчанистого железняка, содержащие линзы сливных кварцитовидных песчаников. Общая мощность свиты достигает 10—20 м. Эти отложения в свое время были выделены автором

Сводный стратиграфический разрез рыхлых отложений Джекказганской впадины

Возраст	Литологическая характеристика свит	
Средний и верхний миоцен	Павлодарская свита	
	Глины зеленовато-серые и светло-бурые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые. В основании прослой алевритов и полимиктово-кварцевых песков (10 м)	
Нижний и средний миоцен	Аральская свита	
	Глины монтмориллонитовые, зелено-серые, восковидные, почти без примеси песка, иногда с мелкими друзами гипса и Мп бобовинами. В нижних горизонтах глины светло-бурые с Мп примазками и известковистыми журавчиками (20 м)	
Средний олигоцен	Кендерлыкская свита	
	Глины красно-бурые, гидрослюдистые, часто сильно известковистые с примазками гидроокислов марганца (30 м)	
Верхний эоцен (?)	Саксаульская свита (?)	
	Пески зеленовато-серые, тонкозернистые и кварцитовидные песчаники	
Верхи верхнего мела и палеоцен-эоцен	Джартасская свита	Сарысуйская свита
	Глины белые и серовато-белые, каолиновые (с примесью гидрослюды или монтмориллонита) и кварцевые алевриты с красными железистыми пятнами и углистыми примазками. В нижних горизонтах прослой углистых глин с пылью палеоцен-эоцена или верхов верхнего мела (100 м)	Кварцевые гравелиты, алевритовые и песчаные каолиновые глины с гнездами и линзами красных бобовых железняков и кварцитовидных (редко опоковидных) песчаников (10—20 м)
Возраст не установлен	Каракенгирская свита	
	Серые и зеленовато-серые монтмориллонит-каолинитовые глины, кварцевые алевриты с гнездами красного железняка и линзами опоковидных пород и кварцитовидных песчаников (30—40 м)	
	Опоковая свита	
	Белые опоковидные породы и зеленовато-белые пелитизированные аргиллиты (10—15 м)	
Палеозой	Аргиллитовая свита	
	Зеленовато-белые и светло-серые выветрелые аргиллиты. В верхних горизонтах тонкие прослой опок (10 м)	
	Мергелистая свита	
	Черные плотные мергели	

Осадочно-элювиальный комплекс

в верховьях Сарысу под названием сарысуйской свиты. Не исключено, что последняя является песчаной фацией джартасской свиты. Несколько севернее отложения сарысуйской свиты обнажаются по р. Куланэспе и в районе станции Теректы. У станции Новорудная среди отложений, сходных с сарысуйской свитой, были встречены линзы красных бобовых железняков и прослой опоквидных песчаников; у станции Теректы гнезда красного железняка имеют бобовое строение.

Присутствие линз кварцитовидных песчаников считалось в свое время неопровержимым доказательством принадлежности вмещающих отложений к мезо-кайнозойскому осадочному комплексу. Но в настоящее время кварцитовидные песчаники отмечаются и среди рыхлых отложений древней коры выветривания.

Из осадочно-элювиального комплекса Джезказганской впадины в настоящей работе дается описание только джартасской и сарысуйской свит, возраст которых более или менее установлен.

На осадочно-элювиальном комплексе с размывом, выполняя эрозионные впадины, залегают более молодые отложения: красно-бурые глины кендерлыкской свиты (средний олигоцен), зелено-серые глины аральской свиты (нижний и средний миоцен) и глины и алевроиты павлодарской свиты (верхний миоцен). Глины кендерлыкской свиты благодаря своей красной окраске легко выделяются в разрезе. Некоторые трудности возникают при расчленении миоценовых отложений, перекрывающих кендерлыкскую свиту. Критерием для их разделения служит степень песчанистости пород. Павлодарская свита в отличие от аральской сильно запесчанена, состав же глин в обоих случаях монтмориллонитовый или гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Возраст последних трех свит устанавливается на основании сопоставления их с отложениями смежных районов. Разрез рыхлых отложений Джезказганской впадины приведен в табл. 4 (см. стр. 23).

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЧУЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Меловые и третичные отложения западной части Чуйской синеклизы установлены по разрезам буровых скважин и по естественным обнажениям, расположенным в прибортовых частях синеклизы. Континентальные отложения в Чуйской синеклизе представлены двумя комплексами: меловым и олигоцен-миоценовым, разделенными толщей морских осадков эоцен-нижнеолигоценного возраста.

Возраст верхнемеловых отложений устанавливается по редким отпечаткам лиственной флоры. По флоре здесь выделяются сеноманские (кырккудукская свита бассейна р. Сарысу) и турон-сантонские (белеутинская свита р. Белеуты, а также сая Бозинген и котурбулакская свита осевой части синеклизы) отложения. Однако внешне сеноманские и турон-сантонские отложения часто весьма сходны между собой, поэтому в связи с редкими находками флоры различить их довольно трудно. Различаются они только по минеральному составу глин. Так, в сеноманских отложениях глинистые породы имеют гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав, а в турон-сантонских — гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовый.

Третичные континентальные отложения, лежащие на породах морского палеогена, представлены красноцветами среднеолигоценного (кендерлыкская свита) и средне-верхнемиоценного возраста (андассайская свита), разделенными в северном борту синеклизы сероцветной аскаансорской свитой, богатой фауной млекопитающих (Никифорова, 1957). Там, где третичные отложения залегают в стратиграфической последовательности, даже когда обе красноцветные толщи лежат одна на другой, расчленение их не вызывает больших затруднений. Гораздо труднее расчленить их

в прибортовых частях Бет-Пак-Далы, там, где красноцветы лежат разрозненными пятнами и по минеральному составу не различаются между собой.

Разрез осевой части Чуйской синеклизы наиболее полно вскрыт скв. 4 и 9 Муюнкумской гидрогеологической партии, расположенными в осевой части синеклизы к северу от пос. Сузак. По данным А. Г. Черняховского и А. А. Климовских, разрез начинается красноцветными отложениями предположительно турон-сантонского возраста (скв. 4, см. фиг. 9). Выше залегают отложения морского палеогена, представленные двумя свитами — тасаранской и саксаульской. Отложения саксаульской свиты (скв. 8, см. фиг. 9) охарактеризованы обильными пыльцевыми спектрами (Заклинская, 1957), а среди тасаранской свиты встречаются прослой углистых глин до 4 м мощностью. Отложения чеганской свиты в разрезе отсутствуют, и на саксаульской свите с размывом залегают красноцветные отложения среднего олигоцена и среднего и верхнего миоцена. Отложения чеганской свиты, по данным К. В. Никифоровой (1960), появляются в разрезе Чуйской синеклизы значительно западнее: в бассейне р. Сарысу и в районе оз. Арыс.

В целом меловые и третичные отложения западной части Чуйской синеклизы могут быть охарактеризованы сводным разрезом, приведенным в табл. 5.

Таблица 5

Разрез мезо-кайнозойских отложений западной части Чуйской синеклизы (скв. 4 и 9), по А. Г. Черняховскому и А. А. Климовских

Возраст		Литологическая характеристика свит
Миоцен	N_2^{2-3}	Жузундукская свита Глины желто-бурые и зелено-серые, гипсоносные, часто с примесью гравия и песка. В основании прослой песков и песчаников (110 м)
		Кызылкульская свита Глины красно-бурые, плотные, с редкими прослоями пестро-окрашенных глин (140 м)
Палеоген	Pg_3^2	Саксаульская свита Глины темно-зеленые, плотные, с пылью верхнего эоцена (50 м)
	Pg_2^{2-3}	Тасаранская свита Глины светло-зеленые, вязкие, с редкими зубами акул и пылью среднеэоценового возраста. В основании прослой углистых глин и крупнозернистых песков (75 м)
Верхний мел	C_2	Пески и глины красные, с гравием (12 м)

**Разрез меловых и третичных отложений хребта Каратау в интерпретации
различных авторов**

Возраст	Литологические комплексы	Т. А. Мордвилю (1948)	В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский (1958)
Третичный	Водораздельные крупногалечные конгломераты	Свита дислоцированных конгломератов (плиоцен)	Кайнарбулакская свита (верхний плиоцен)
	Глины красно-бурые, пески и мелкогалечные конгломераты	Верхи кирпично-красной свиты (нижний миоцен)	Жузундукская свита (средний и верхний миоцен)
	Глины красно-бурые	Кирпично-красная свита (верхний и средний олигоцен)	Кызылкульская свита (средний олигоцен)
	Глины зелено-серые, листоватые, с гипсом	Свита зеленых гипсоносных глин (нижний олигоцен)	Чеганская свита (нижний олигоцен)
	Песчаники с прослоями устричника	Алайский ярус (средний эоцен)	Алайский ярус (средний эоцен)
	Пески с прослоями ракушечника, опоковидных пород и серых глин с фауной пелеципод и зубами акул	Сузакский ярус (верхний палеоцен-нижний эоцен)	Сузакский ярус (нижний эоцен)
	Светлые доломиты и серые глины	Бухарский ярус (нижний палеоцен)	Бухарский ярус (палеоцен)
Меловой	Красные пески и песчаники	Верхняя красноцветная свита (сеноп-дат)	Котурбулакская свита (турон-саптон)
	Пески белые и розово-белые и мелкогалечные конгломераты с костями динозавров	Средняя красноцветная свита (турон)	
	Глины и алевроиты зелено-серые и розово-белые с фауной устриц и гастропод	Нижняя красноцветная свита (сеноман)	Кызылатинская свита (средний альб-сеноман)
	Глины красные, гипсоносные, с фауной пелеципод и гастропод		Шаштюбинская свита (неоком-апт)
	Глины пестроцветные	—	Ерубайская свита (неоком-апт)

Сводный стратиграфический разрез мезо-кайнозойских отложений хребта Каратау
(по В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховскому)

Возраст		Литологическая характеристика свит
Мiocен	N_1^{2-3}	Жузундукская свита Глины красновато-бурые, мергелистые и пески полимиктовые, с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов (100 м)
	Pg_3^2	Кызылкульская свита Глины красно-бурые, гидрослюдистые, часто мергелистые, иногда с прослоями песчаников, песков и алевритов (150 м)
Палеоген	Pg_3^1	Чеганская свита Глины зелено-серые, монтмориллонитовые с гипсом. В основании иногда прослой белых опоковидных глин (50 м)
	Pg_2^{1-2}	Сузакский и алайский ярусы Пески тонкозернистые с прослоями опок, зелено-серых монтмориллонитовых глин, доломитов и песчаников с фауной пелеципод (<i>Ostrea turkestanensis</i> Rom. и др.) и зубами акул или голубовато-серые монтмориллонитовые глины, иногда мергелистые, с богатым пыльцевым комплексом ксерофитных растений австралийского типа (100 м)
	Pg_1	Бухарский ярус Кремневые доломиты и зелено-серые гипсоносные монтмориллонитовые глины (<i>Modiola jeremeyevi</i> Rom., <i>Corbula biangulata</i> Desh. и др.) (20 м)
Верхний мел	Cr_2^{fn-st}	Котурбулакская свита Красные и белые полимиктовые пески с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов, известковистых песчаников и красных монтмориллонитовых глин (динозавры сем. <i>Hadrosauridae</i> и платановая флора) (150 м)
	Cr_{1-2}^{alb-sm}	Кызылатинская свита Зелено-серые монтмориллонитовые глины и алевриты с маломощными прослоями зеленых мергелей с фауной гастропод и пелеципод. Глины содержат пыльцу среднеальбского возраста и зубы акул есиоманского возраста (60 м)
Нижний мел	Cr_1^{nc}	Шаштюбинская свита Глины красные, гидрослюдистые, с маломощными прослоями белых пелитоморфных известняков и известковистых песчаников с фауной пресноводных гастропод (20 м)
		Ерубайская свита Глины гидрослюдисто-каолинистые, пестроокрашенные, иногда с валунами выветрелых пород (20 м)

ПОДНЯТИЕ КАРАТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И СЕВЕРНЫЙ БОРТ КЫЗЫЛКУМСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Континентальные меловые и третичные отложения хребта Каратау и прилегающего северного борта Кызылкумской синеклизы представлены в основном красноцветными отложениями. Трудности расчленения их связаны с тем, что большинство свит фаунистически не охарактеризовано, а разновозрастные отложения чрезвычайно сходны между собой. Поэтому при расчленении красноцветных отложений Каратау часто приходится прибегать к сопоставлению их со смежными районами и опираться на маркирующие морские горизонты.

Меловые отложения залегают в Каратау под отложениями морского палеогена и содержат фауну пелеципод и гастропод, которые не дают точного определения возраста свит. Только в верхних горизонтах разреза встречаются кости динозавров, датирующие турон-сантонский возраст вмещающих отложений.

Весь этот красноцветный комплекс до сих пор относился к верхнему мелу (Мордвилко, 1936). Однако автору совместно с А. Г. Черняховским среди красноцветов верхнего мела удалось выделить морские отложения альб-сеноманского возраста, что позволило более детально расчленить меловую толщу Каратау и выделить в ней ниже- и верхнемеловые отложения (табл. 6).

Красноцветные третичные отложения не содержат фаунистических остатков, поэтому возраст их установлен преимущественно на основании сопоставления с отложениями Чуйской синеклизы, где аналогичные породы содержат фаунистические остатки или залегают между фаунистически охарактеризованными отложениями. Возможность такой интерпретации облегчается тем, что как меловые, так и третичные красноцветные отложения на больших пространствах сохраняют выдержанный литологический состав.

Стратиграфический разрез меловых и третичных отложений хребта Каратау, по представлениям автора и А. Г. Черняховского, приведен в табл. 7.

В целом меловые и третичные отложения хребта Каратау отличаются большим своеобразием. В соответствии с географическим положением района в этом разрезе сочетаются особенности разрезов Ферганской депрессии и Тургайского прогиба, но в основном разрез Каратау ближе к разрезам Ферганы, с которыми его сближают развитие красноцветных континентальных отложений в верхнем мелу и палеогене, а также литологические особенности мелководных фаций морского палеогена.

Наоборот, более удаленные от берега морские палеогеновые отложения, а также морские осадки альб-сеномана и красноцветы неокома обнаруживают большое сходство с аналогичными отложениями Тургайского прогиба и Приаралья.

Своеобразие каратаускому разрезу придаст и обилие перерывов, часто сопровождающихся значительным размытием подстилающих отложений. Эту особенность, по-видимому, следует объяснять тем, что еще в мелу и палеогене на месте современного хребта Каратау было пологое поднятие, которое часто поднималось выше уровня моря.

Молодые плиоцен-четвертичные движения, вызвавшие образование самого хребта, приурочены к этой древней антиклинальной структуре. В результате молодых плиоцен-четвертичных движений хребет Каратау поднялся как односторонний горст, ограниченный Талас-Ферганским разломом.

Глава III

ОПИСАНИЕ ФОРМАЦИЙ МЕЛОВОГО И ТРЕТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Среди континентальных отложений мелового и третичного возраста описываемого района, как и среди континентальных отложений всего юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы (Никифорова и Разумова, 1959) выделяются аллохтонные и автохтонные формации. Аллохтонные формации образуются за счет привноса материала из складчатого обрамления—Среднеазиатского горного пояса или его западных отрогов; автохтонные—за счет размыва местного, платформенного материала, сносимого с Казахского щита или связанных с ним антиклинальных структур.

Среди автохтонных и аллохтонных формаций, в зависимости от приуроченности к той или другой палеоклиматической зоне, выделяются формации аридного, переходного и гумидного типов (табл. 8).

Таблица 8

Континентальные осадочные формации меловых и третичных отложений западной части Казахского щита, Чуйской синеклизы и хребта Каратау

Тип формации	Автохтонная группа формаций	Аллохтонная группа формаций
Гумидный	Пестроцветная каолиновая (каолиновые глины и кварцевые пески с линзами бокситов, красных бобовых железняков, кремнистых пород и лигнитов) Подформации: бокситоносная железистая железисто-кремнистая лигнитоносная слабокарбонатная	Сероцветная полимиктовая (светлые бескарбонатные глины и известковистые песчаники)
Переходный	Пестроцветная монтмориллонитовая (бескарбонатные голубовато-серые с красными пятнами глины) Зеленоцветная монтмориллонитовая (зелено-серые глины с мергелями и гипсом)	Красноцветная слабокарбонатная (красноцветные бескарбонатные глины и известковистые песчаники)
Аридный	—	Красноцветная карбонатная (красноцветные известковистые глины)

Выделенные формации не ограничиваются рамками определенных стратиграфических горизонтов или свит и имеют более широкое значение. Одна и та же формация может неоднократно повторяться в стратиграфическом разрезе; в то же время один и тот же стратиграфический горизонт в разных районах своего распространения может относиться к различным формациям (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

Повторяемость формаций в стратиграфическом разрезе

Возраст		Казахский щит	Чуйская синеклиза	Хребет Каратау
Миоцен	N_1^{2-3}	Зеленоцветная монт-мориллонитовая	Красноцветная карбонатная	
	N_1^{1-2}		—	—
Палеоген	Pg_3^3	Пестроцветная монт-мориллонитовая	—	—
		Пестроцветная каолиновая	Сероцветная полимиктовая	
	Pg_3^2		Красноцветная карбонатная	
	Pg_3^1	—	Морская терригенно-глауконитовая	
	Pg_2^3	—		
	Pg_2^2	—		
	Pg_2^1	Пестроцветная каолиновая		
	Pg_1			
	Мел	Cr_2	—	Красноцветная слабокарбонатная
Cr_{1-2}		—	Морская терригенно-глауконитовая	
Cr_1		—	—	Красноцветная слабокарбонатная

Неоднократное повторение формаций в стратиграфическом разрезе имеет большое значение для поисковых работ, так как с каждой формацией связаны определенные полезные ископаемые.

На изученной нами территории среди континентальных формаций гумидной зоны развиты: каолиновая пестроцветная автохтонная формация и сероцветная полимиктовая аллохтонная формация; среди формаций пе-

реходного типа: зеленоцветная монтмориллонитовая автохтонная формация, пестроцветная монтмориллонитовая автохтонная формация и слабокарбонатная красноцветная аллохтонная формация; среди формаций аридного типа развита карбонатная красноцветная аллохтонная формация (табл. 8).

В пестроцветной каолиновой формации выделен ряд подформаций (см. табл. 8), которые (по Н. П. Хераскову, 1952) представляют собой определенные, выдержанные в пространстве части формаций.

Формации гумидного типа тяготеют к северной части района, к области развития автохтонных формаций, а аридного — к южной, с преобладающим развитием аллохтонных формаций.

Морские отложения как в мелу, так и в палеогене на всей территории представлены одной терригенно-глауконитовой формацией Н. С. Шатского (1955). В ней выделяются две подформации: кремнистая (опоковая) и карбонатная.

Ниже дается описание формаций и подформаций мела, палеогена и миоцена в их стратиграфической последовательности.

МОРСКАЯ ТЕРРИГЕННО-ГЛАУКОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АЛЬБ-СЕНОМАНА И СЕНОМАНА

Морские и прибрежно-морские отложения альб-сеномана и сеномана представлены терригенно-глауконитовой формацией и развиты на юге района — в Чуйской синеклизе и в северном борту Кызылкумской синеклизы, на юго-западном склоне хребта Б. Каратау. В борту Кызылкумской синеклизы она представлена кызылатинской свитой (альб-сеноман): зелено-серыми тонкослоистыми монтмориллонитовыми глинами и слюдистыми алевроитами, иногда с линзами устричника в основании. Кызылатинская свита заходит и в горную часть хребта Б. Каратау (р. Бересек), где трансгрессивно ложится на палеозой.

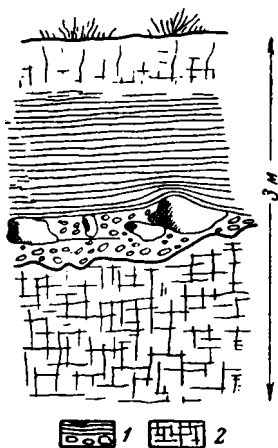
Переходя с северного борта Кызылкумской синеклизы в Чуйскую синеклизу, морские отложения сменяются прибрежно-морскими, выраженными кырккудукской свитой (сеноман, по К. В. Никифоровой, 1960). Последняя горизонтальнослоистая и сложена глинистыми алевроитами и косослоистыми песками с редкими отпечатками лиственной флоры. Кырккудукская свита хорошо обнажается в береговых обрывах среднего течения Сарысу.

Кызылатинская и кырккудукская свиты сходны по минеральному составу. Для той и другой свойствен полимиктовый состав песчаного и алевроитового материала и гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глин. Для кызылатинской свиты, кроме того, характерно присутствие аутигенного глауконита, а также прослоев зеленых мергелей (карбонатная подформация).

Прибрежно-морские отложения сеномана Сарысу отличаются от литологических сходных озерных отложений турон-сантона р. Белеуты постоянным присутствием обломков кислого плагиоклаза и преобладанием монтмориллонита в глинистых фракциях. В отложениях Белеуты зерна плагиоклаза встречаются крайне редко, а глинистые фракции осадков представлены главным образом каолинитом.

Морские отложения альб-сеномана хребта Каратау, в свою очередь, обнаруживают большое литологическое сходство с прибрежно-морскими отложениями палеогена Каратау, но отличаются от последних обилием алевроитовых прослоев, обогащенных слюдой, присутствием прослоев зеленых мергелей с фауной пелеципод и гастропод, а также полным отсутствием опоквидных пород, столь характерных для морского палеогена.

Морские отложения кызылатинской свиты (альб-сеноман) юго-западного склона хребта Б. Каратау представлены карбонатной подформацией терригенно-глауконитовой формации. Это тонкослоистые монтмориллонитовые глины и слюдистые алевроиты зеленовато-серого и серого цвета, содержащие в основании толщи линзовидные прослои песчанистого устричника (0—0,5 м), зелено-серого мергеля и линзы мелкогалечного конгломерата (0,5—3 м; фиг. 14). Базальный мелкогалечный конгломерат сложен мелкой хорошо окатанной галькой разноцветных кремнистых сланцев и молочно-белого кварца, реже галькой светлых окремнелых известняков и черных кремней. В прослоях мергелей встречаются раковинки гастропод и пелеципод, а в базальном конгломерате — створки устриц плохой сохранности.



Фиг. 14. Налегание морских отложений кызылатинской свиты (1) на красные глины шаштубинской свиты (2) на юго-западном склоне хребта Б. Каратау (пос. Шаштубе)

Спорадически среди глин и алевроитов встречаются горизонты, переполненные валунами и щебнем местных палеозойских пород (известняков и доломитов, фиг. 15). Последние, по-видимому, представляют собой галечные выносы рек, принесенные в морской залив с северо-востока.

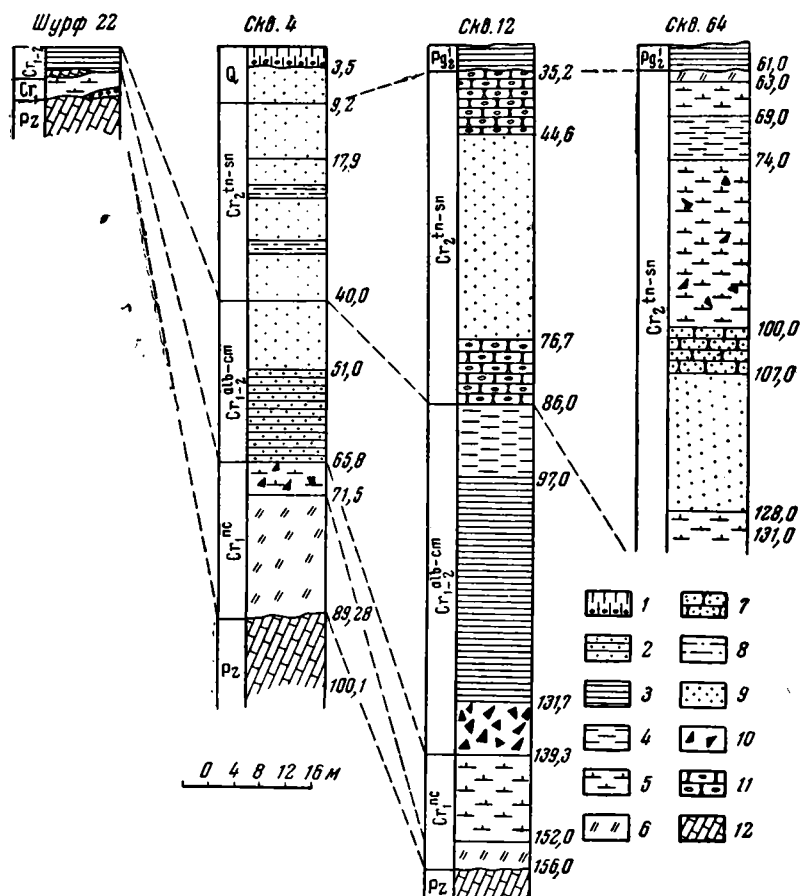
В верхних горизонтах разреза, близ подножья гор, морские отложения сменяются мелководными, прибрежно-морскими осадками: пестроокрашенными глинистыми алевроитами и тонкозернистыми песками с прослоями глин и известковистых песчаников. В песчаниках иногда видны знаки ряби и ходы червей. По р. Кызылата среди розовато-белых глин и глинистых алевроитов были встречены прослои и линзы бурого конкреционного мергеля почковидно-лучистого строения. В базальном конгломерате и в прослоях мергеля, кроме пелеципод и гастропод, встречаются обломки костей, позвонки и чешуя рыб.

Изучение под микроскопом пород кызылатинской свиты из разрезов р. Кызылата, родника Котурбулак и родника Чага показало, что песчаные и алевроитовые фракции состоят из кварца, полевого шпата и листочков слюды. В виде примеси встречаются обломки кремнистых сланцев, кремней, окремнелых известняков, гранофилов, а также фосфатные обломки костей. Местами отмечаются единичные зерна глауконита.

Полевые шпаты и обломки пород концентрируются в песчаных фракциях. Из полевых шпатов чаще всего встречается микроклин, местами присутствуют пертит и кислый плагиоклаз, иногда слегка серицитизированный. Минеральные обломки плохо окатаны, форма зерен угловатая и угловато-округлая. Чешуйки мусковита и биотита, как правило, сильно гидратированы и расщеплены на тонкие волокна. В алевроитовых фракциях чешуйки слюды скапливаются в большом количестве. Глинистое вещество во фракции <0,001 мм сложено минералами монтмориллонитовой группы с примесью гидрослюды мусковитового и биотитового типа. В мергелистых глинах в виде примеси присутствует пелитоморфный кальцит. В темноокрашенных разностях глин морского происхождения встречаются гумусированные растительные остатки и скопления пирита.

Структура пород псаммитовая, псаммито-пелитовая, алевропелитовая и пелитовая, часто с хорошей сортировкой материала по крупности зерна.

В морских осадках сортировка материала совершенная, преобладают глины и глинистые алевроиты; в прибрежно-морских осадках сортировка менее совершенная, появляются прослои песка, а глинистые алевроиты часто обогащены песчаным материалом.



Фиг. 15. Фациальные изменения меловых отложений юго-восточного склона хребта Б. Каратау с севера на юг в районе поселков Шаштубе и Атабай. (По В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховскому)

1 — почва; 2 — глины и алевроиты тонкослоистые; 3 — глины тонкослоистые; 4 — глины неслоистые; 5 — глины красные; 6 — глины пестроцветные; 7 — песчаники; 8 — песчанистые глины и глинистые пески; 9 — пески; 10 — галька и щебень палеозойских известняков и кремнистых пород; 11 — конгломераты мелкогалечные; 12 — известняки и доломиты.

Шурф 22 расположен на границе с палеозоем; скв. 4, 12, 64 — в 2, 5 и 11 км от выходов палеозоя

Г л и н ы. Структура глин как в морских, так и в прибрежно-морских отложениях микроагрегатная, крипточешуйчатая или ориентированно-волокнистая.

Оптические константы глинистых агрегатов соответствуют железо-глиноземистому монтмориллониту. Глинистые агрегаты, выделенные из зеленовато-серой глины (пос. Атабай, скв. 13), имеют следующие оптические свойства: $Ng' = 1,554$; $Np' = 1,534$; $Ng - Np = 0,020$; а глинистые агрегаты,

выделенные из розовой глины с р. Кызылата: $Ng' = 1,554$; $Np' = 1,530$; $Ng - Np = 0,024$ (табл. 10).

Однако, несмотря на почти тождественные оптические свойства, пересчет химических анализов на основные окислы дает в зеленовато-серой глине отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 3,3 : 1$, а в розовой глине $SiO_2 : Al_2O_3 = 4,5 : 1$. Содержание K_2O в обеих разновидностях близко к 2% (табл. 10).

Т а б л и ц а 10

Химический состав (в %) и оптические свойства глин
кызылатинской свиты юго-западных предгорий Б. Каратау

Район	Пос. Атабай, скв. 13	Река Кызылата	
Порода	Глина зеленовато- серая, слоистая, (фр. < 0,001 мм)	Глина розовая, слоистая (фр. < 0,001 мм)	Глина розо- вато-белая, слоистая
№ обр.	762—8	202а	202
SiO_2	48,76	48,84	50,31
TiO_2	0,92	0,53	0,87
Al_2O_3	23,27	18,55	17,60
Fe_2O_3	5,56	10,52	6,96
FeO	0,73	нет	0,43
CaO	1,00	1,36	2,17
MgO	2,12	3,08	4,85
Na_2O	0,10	1,08	—
K_2O	2,20	1,72	—
H_2O^+	7,69	8,75	—
H_2O^-	7,71	5,32	7,78
CO_2	0,14	0,69	—
C	0,17	0,02	—
С у м м а	100,37	100,46	90,97
Дисперсный кварц	2,68	не опр.	не опр.
$SiO_2 : Al_2O_3$ (без кварца)	3,3 : 1	4,5 : 1	—
Ng'	1,554	1,554	1,553
Np'	1,534	1,530	1,534
$Ng - Np$	0,020	0,024	0,019

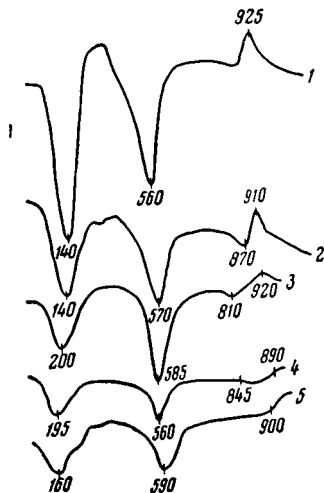
Данные термического и электронномикроскопического анализов подтверждают монтмориллонитовую природу глин (фиг. 16 и 17). Методом окрашивания установлено, что в некоторых разностях глин довольно значительна примесь гидрослюда. Изредка среди отложений кызылатинской свиты встречаются мергелистые разности глин, содержащие редко рассеянные точечные зернышки пелитоморфного кальцита.

В плотно сцементированных породах — песчаниках и алевролитах — цемент известковистый с пойкилитовой структурой, в конкреционных мергелях структура карбонатных агрегатов перистая или столбчатая.

Песчанистые мергели, известковистые алевролиты и песчаники. В верховьях р. Чага и родника Ко-

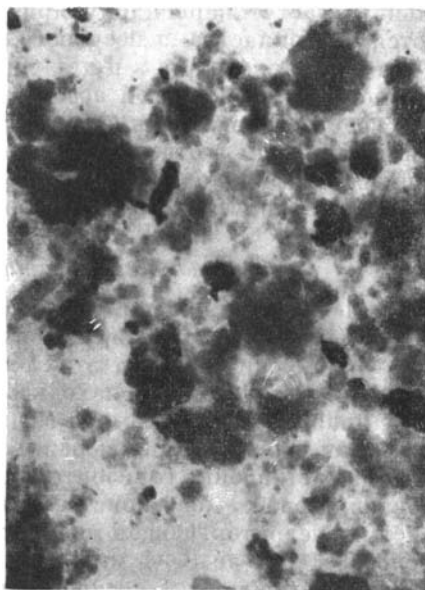
турбулак песчанистые мергели представлены зеленовато-серой, часто с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью известковистой породой, обогащенной песчаным или алевритовым материалом.

У родника Котурбулак мергели образуют линзовидный слой мощностью до 1,5 м, в котором имеются тонкие прерывистые прослои, обогащенные песчаным или галечным материалом. Гальки размером в 3—5 см окатаны и сложены разноцветными кремнистыми породами.



Фиг. 16. Кривые нагревания глин и глинистых алевритов кызылтинской свиты юго-западных предгорий Б. Каратау

1 — глина зеленовато-серая, слоистая, фр. < 0,001 мм (обр. 762-8), пос. Атабай, скв. 13; 2 — глина розовая, слоистая; фр. < 0,001 мм (обр. 202-а), Кызылата; 3 — глина серая, слоистая (обр. 3—9), пос. Атабай, скв. 3; 4 — алеврит глинистый, тонкослоистый (обр. 8—1), пос. Шаштубе; 5 — глина розовато-желтая, слоистая, покрывающая бокситовидные глины в карстовой воронке (обр. 297—1) р. Бересек



Фиг. 17. Электронная микрофотография серой глины (обр. 762—8) кызылтинской свиты юго-западного склона Б. Каратау (пос. Атабай). Видны хлопьевидные агрегаты монтмориллонита. Увел. 16 000. Фото Д. Д. Котельникова

Под микроскопом видно, что мергели, известковистые алевролиты и песчаники состоят из лапчато-зернистого агрегата кальцита пойкилитовой структуры, более или менее сильно обогащенного песчаным или алевролитовым материалом. Местами различаются срезы известковистых раковин пелеципод. В известковистых песчаниках из базальных горизонтов свиты нередко встречаются обломки костей рыб. В некоторых образцах песчаника встречаются округлые зернышки аутигенного глауконита.

Интересно отметить, что в известковистых породах минеральные зерна часто бывают заметно разложены и замещены глинистым веществом монтмориллонитового состава; а в песчаных и алевритовых породах, лишенных карбонатного цемента, кластические зерна обычно несут лишь слабые признаки разложения.

По р. Кызылата среди розовато-белых слоистых глин и глинистых алевритов прибрежно-морского комплекса были встречены пропластки и тонкие прослои буроватого мергеля шестовато-почковидного строения и мергелистые конкреции в виде вытянутых по слоистости правильных

линз лучистого строения с концентрическими черными полосами гидроокислов марганца. Размер мергелистых конкреций $0,15 \times 0,4$ м. Под микроскопом видно, что эти мергелистые образования состоят из перемежающихся слоев с шестоватым и лапчато-зернистым строением, сложенных кальцитом с примесью песчаного или алевролитового материала. В виде бурых размытых пятен и дендритовидных сростков встречаются гидроокислы марганца.

В слоях шестоватого строения перистые или шестоватые сростки кальцита растут перпендикулярно плоскости наложения и местами чередуются с пропластками песчаного или алевроитового материала.

Тяжелая фракция пород кызылатинской свиты относится к ильменит-лейкоксеновой ассоциации, содержащей циркон, брукит, анатаз и гранат. В виде примеси присутствуют ставролит, сфен, турмалин и рутил, к которым в отдельных образцах присоединяются роговая обманка и эпидот. В виде единичных зерен были отмечены: дистен, апатит, андалузит, бурая шпинель, барит и фосфаты (табл. 11).

Кырккудукская свита правобережья р. Сарысу

Сеноманские отложения Сарысу впервые были описаны Б. А. Петрушевским (1939) под названием первой свиты континентального мела. Позднее сеноманский возраст этих отложений был подтвержден К. В. Никифоровой (1960) новыми находками флоры.

На правом берегу Сарысу в ее нижнем течении (ниже мыса Бескассаун) сеноманские отложения выражены терригенно-глауконитовой формацией и представлены горизонтально-слоистой толщей, состоящей из чередования белых косослоистых слюдястых песков и горизонтально-слоистых алевроитов. Общая мощность толщи 50 м при мощности отдельных прослоев от 0,5 до 3—4 м.

Пески мелко- и среднезернистые с диагональной и линзовидной кривой слоистостью аллювиального типа, иногда с линзами гравия и мелкой гальки. Местами отмечены внутриформационные размыты, подчеркнутые глинистыми катунями. Среди глинистых алевроитов изредка встречаются тонкие пропластки серых глин и алевроитов с растительным мусором. По реке Аксай пески местами окрашены в яркие малиново-красные и желто-бурые тона. На склонах в осыпи постоянно встречаются куски окремнелой древесины.

Минеральный состав песчаных пород кырккудукской свиты полимиктовый. Обломочный материал представлен кварцем, микроклином, ортоклазом, кислым плагиоклазом, мусковитом, биотитом и обломками пород. Изредка встречаются листочки зеленого хлорита и зерна серицитизированного полевого шпата. Обломки пород представлены кварцитами, кремнистыми и серицито-кварцевыми сланцами и кислыми жильными породами; изредка встречаются обломки порфиринов и глинистых сланцев.

В алевроитовых и мелкозернистых песчаных фракциях преобладают минеральные зерна и листочки слюды, а в среднезернистых — кварц и обломки пород. Песчаный и алевроитовый материал окатан слабо, форма зерен угловатая и угловато-округлая. Галька в отличие от песчаных и алевроитовых зерен хорошо окатана. Размер гальки не превышает 10 см, обычно же не более 2—3 см.

Все породы ясно слоисты и обогащены глинистым материалом. В составе глинистых фракций принимают участие мало измененные гидратированные слюды, монтмориллонитизированный биотит и монтмориллонит. Плотносцементированные породы встречаются крайне редко. По Бирженаксаю К. В. Никифоровой среди глин и алевроитов был встречен прослой песчаника мощностью 1 м с черным марганцевистым цементом.

Таблица 11

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород кызылатинской свиты юго-западного склона хребта Б. Каратау

Место взятия	№ обр.	Порода	% тяжелой фракции	Дейоксен, ильменит и окислы железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Брукит и анатаз	Апатит	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Бурая шпинель	Группа эцидота	Роговая обманка	Блотит	Зеленая слюда	Барит	Фосфаты	Агрегатные сростки
Фракция 0,25—0,1 мм																						
Пос. Котурбулак	760—1	Глина	0,20	91,4	—	1,8	+	+	+	—	—	—	+	—	—	2,7	2,7	—	0,9	—	—	0,5
Пос. Атабай, скв. 13	762—9	Алеврит	0,27	57,6	2,3	10,1	1,0	2,9	0,6	—	0,3	3,9	12,8	+	—	—	3,3	0,6	4,6	—	—	—
То же	762—10	Слюдистый песчаник	0,83	91,8	—	2,2	—	0,3	+	—	0,3	1,3	4,1	—	—	+	+	—	—	—	—	—
Пос. Котурбулак, скв. 32	843—10	Алеврит	0,11	71,9	—	12,3	—	0,5	0,8	—	0,2	3,3	4,9	—	—	—	—	8,1	—	—	—	—
Фракция 0,1—0,05 мм																						
Река Кызылата	202а	Глина	0,26	70,8	6,2	1,7	1,7	0,6	7,2	3,5	+	1,4	2,6	+	—	2,3	+	+	0,9	—	1,1	—
Пос. Котурбулак, скв. 170	743—12	Алеврит	0,28	61,1	6,6	3,0	0,3	4,1	16,2	—	+	1,8	6,3	—	0,8	+	0,3	—	0,5	—	—	—
То же	760—1	Глина	0,11	55,5	13,6	2,7	3,6	1,6	14,8	—	+	2,2	6,0	—	+	+	—	—	+	—	—	—
Пос. Атабай, скв. 13	762—9	Алеврит	0,58	55,0	11,2	5,9	1,6	5,2	9,3	—	0,6	2,2	8,4	—	—	—	—	—	0,6	—	—	—
То же	762—10	Слюдистый песчаник	3,46	82,7	7,9	1,3	0,5	2,1	2,1	+	+	1,0	2,4	—	+	+	—	—	—	+	—	—
Пос. Котурбулак, скв. 32	843—10	Алеврит	0,38	62,4	9,7	4,5	0,4	2,5	8,4	—	0,2	2,9	7,3	—	0,4	0,9	—	0,4	—	—	—	—

Примечание. В этой и в других аналогичных таблицах плюс обозначает единичные зерна, минус — отсутствие минералов.

Алевритовые глины, глинистые алевриты и песчанистые глины (Бирженаксай, реки Карасу, Сарысу и скважины в районе бугра Бурейнак) представлены тонко- и грубослоистыми породами серого и серовато-белого цвета, нередко с растительными отпечатками. Слоистость особенно хорошо выражена в алевритах и менее четко в глинах. Наиболее чистые, без примеси песка разновидности глин имеют творожистое сложение и распадаются на корявые ребристые кусочки.

В алевритовых глинах содержание алевритового материала колеблется от 10 до 40%, примесь мелкопесчаного материала обычно составляет лишь доли процента, редко достигая 4—6%. В глинистых алевритах содержание пелитовой фракции составляет 28—44%, примесь песчаного материала достигает здесь 8—27%. К глинистым алевритам, очевидно, должны быть отнесены и смешанные разномерные породы, состоящие из тонкого переслаивания глинистого (42,1—44,7%), алевритового (30,6—35,7%) и песчаного (22,2—24,7%) материала.

Под микроскопом алевритовые глины и глинистые алевриты обнаруживают микрослоистую текстуру. В шлифах, изготовленных поперек слоистости, видно, что эта текстура обусловлена перемежаемостью слоев алевритового и глинистого состава.

В алевритовых глинах алевритовые пропластки маломощны, и основную массу породы составляет ориентированный по слоистости чешуйчато-волокнистый агрегат глинистых минералов. Алевритовые частицы представлены зернышками кварца и полевых шпатов (микроклина, ортоклаза и кислого плагиоклаза) и листочками мусковита. Изредка встречаются чешуйки обесцвеченного биотита.

Среди песчаных частиц, наряду с зернами кварца и полевого шпата, появляются обломки кварцитовидных и кремнистых пород, с примесью серицитизированных зерен полевых шпатов и обломков гранофира. В заметном количестве появляются и листочки слаборазложившегося биотита, мусковита и хлорита. Форма зерен угловатая и угловато-округлая. Из аксессуарных минералов отмечены турмалин, апатит, рутил, циркон и гранат; турмалин преобладает.

В глинистых алевритах ясно различаются: бесцветные чешуйчато-волокнистые агрегаты гидрослюдистого типа, образовавшиеся, вероятно, в процессе разрушения бесцветных слюд, и буроватые криптокристаллические продукты разрушения биотита. Последние местами еще сохранили буроватую окраску биотита, но приобрели уже агрегатное строение и загрязнены пылевидными выделениями лейкоксена. Относительно слабо измененные листочки биотита имеют волокнистое сложение и ясно выраженный плеохроизм от буроватого (по Ng) до бесцветного (по Np); они также пигментированы пылевидными выделениями лейкоксена. В отдельных образцах были отмечены хлоритизированные чешуйки биотита с резко выраженным плеохроизмом от зеленого до бледно-зеленого. Листочки хлоритизированного биотита, по-видимому, имеют обломочное происхождение.

В процессе разложения как обесцвеченного, так и хлоритизированного биотита развивается криптокристаллический глинистый агрегат. Листочки мусковита, как правило, также более или менее сильно гидратированы и в связи с этим обнаруживают пониженную интерференционную окраску. Концы чешуек нередко расщеплены в веерообразные сростки. В алевритах левобережья Сарысу были отмечены игольчатые и волокнистые псевдоморфозы опала по гидромусковиту. Псевдоморфозы опала сохраняют форму листочков слюды и обнаруживают серую интерференционную окраску, свойственную гидромусковиту.

Разности пород, богатые гидрослюдой, имеют ориентированно волокнистую или беспорядочно алевропелитовую структуру.

В алевритовых глинах индивидуализированные сростки глинистых минералов исчезают, и вся масса породы представляет собой однородный агрегат чешуйчато-волокнистого строения, содержащий в виде примеси неразложившиеся листочки биотита, мусковита и хлорита. Из аутигенных минералов изредка встречаются волокнистые сростки гипса и кристаллики барита, а в разностях, обогащенных органическим веществом, были отмечены мельчайшие шарики марказита.

По данным химического, термического, оптического и электронномикроскопического анализов, в составе глин принимают участие мало измененные слюды, монтмориллонитизированный биотит и железо-глинозёмистый монтмориллонит. В виде примеси присутствует обломочный каолинит. По данным химического анализа во фракции глин $< 0,001$ мм (табл. 12) $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ близко к 3, содержание Fe_2O_3 значительное (4,7—8,9%). Последний, очевидно, входит в молекулу монтмориллонита. Содержание щелочей низкое, воды много (H_2O^- 5,9—9,5%).

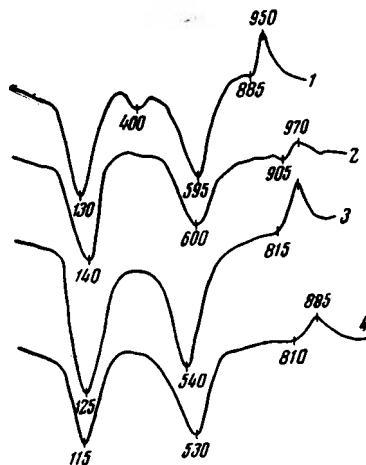
Оптические свойства глинистых агрегатов, измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах, колеблются в следующих пределах: $\text{Ng}' = 1,560—1,545$; $\text{Np}' = 1,540—1,520$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,037—0,015$.

На кривых нагревания фракций глин $< 0,001$ мм резко выражены два эндотермических эффекта (при 115—135° и 530—600°) и экзотермический

Таблица 12

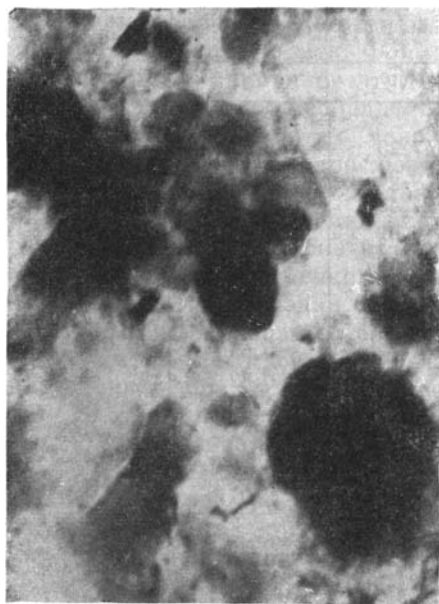
Химический состав (в %) и оптические свойства фракции $< 0,001$ мм глин кырккудукской свиты Сарысуйской депрессии

Район	Бугор Бурейнак	Бирженансай	Левый берег Сарысу. скв. 84	
Порода	Глина зелено-серая алевритовая	Глина серая	Глина светло-серая песчанистая	Глина темно-зелено-серая
№ обр.	179	101	271	273
SiO_2	48,44	47,20	46,91	47,58
TiO_2	0,95	0,94	0,87	0,78
Al_2O_3	27,68	24,43	22,21	24,08
Fe_2O_3	4,71	6,31	8,94	7,50
FeO	0,47	0,80	0,36	0,52
CaO	0,84	0,52	1,46	1,18
MgO	0,98	1,62	1,46	1,42
Na_2O	0,36	0,16	0,54	0,62
K_2O	1,36	1,00	0,82	1,16
H_2O^+	7,99	7,99	7,27	7,69
H_2O^-	5,88	9,47	8,84	7,14
CO_2	0,18	0,02	0,12	0,19
C	0,15	Нет	0,07	0,15
Сумма	99,99	100,46	99,87	100,01
Дисперсный кварц	1,16	1,04	1,59	3,14
Аморфная SiO_2	—	—	1,56	1,68
$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (без кварца)	2,9 : 1	3,2 : 1	3,4 : 1	3,1 : 1
Ng'	1,559	1,557	1,545	1,560
Np'	1,536	1,520	1,530	1,540
$\text{Ng} - \text{Np}$	0,023	0,037	0,015	0,020

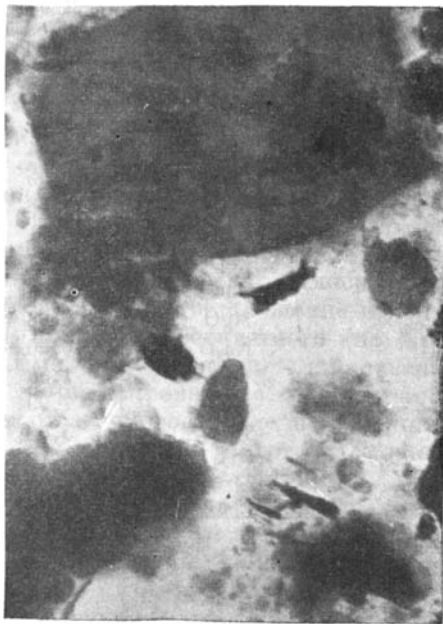


Фиг. 18. Кривые нагревания фр. $< 0,001$ мм глин кырккудукской свиты р. Сарысу

1 — глина зелено-серая, алевроитовая (обр. 179), бугор Бурей-нак; 2 — глина алевроитовая (обр. 101), Бирженаксай; 3 — глина светло-серая, песчанистая (обр. 271), левый берег р. Сарысу, скв. 84; 4 — глина темно-зелено-серая (обр. 273) левый берег р. Сарысу, скв. 84



Фиг. 19. Электронная микрофотография алевроитовой глины (обр. 101) из кырккудукской свиты правобережья р. Сарысу. Видны хлопьевидные сгустки и дисперсные агрегаты монтмориллонита. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова



Фиг. 20. Электронная микрофотография алевроитовой глины кырккудукской свиты р. Аксай (обр. 179). Видны крупный листоватый сросток слюды и хлопьевидные агрегаты монтмориллонита. Увел. 16 600. Фото Д. Д. Котельникова

эффект (при 890—970°). В глин с бугра Бурейнак кроме перечисленных термических остановок наблюдается дополнительный эндотермический эффект при 400° (фиг. 18).

Богатые монтмориллонитом разности глин под электронным микроскопом состоят из хлопьевидных агрегатов (фиг. 19), а в разностях, богатых гидрослюдой, видны крупные ясно очерченные листочки гидрослюды и единичные псевдогексагональные кристаллики каолинита (фиг. 20).

Ассоциация тяжелых минералов в породах кырккудукской свиты довольно постоянна. В мелкопесчаной фракции концентрируются метаморфические минералы: ставролит, гранат, турмалин, в алевритовой часто преобладают ильменит, лейкоксен и циркон, в переменном количестве присутствуют ставролит, турмалин, гранат, сфен и рутил. В виде единичных зерен были встречены дистен, глаукофан, апатит, эпидот, пироксен, биотит, хлорит и ярозит (табл. 13).

В глинах и алевритах левобережья р. Сарысу (скв. 84) кроме перечисленных минералов в заметных количествах появляются: дистен, андалузит, силлиманит, апатит и эпидот. Выход тяжелой фракции колеблется в мелкопесчаной фракции от следов до 15,4%, в алевритовой — от 0,6 до 3,9%. Высокий процент тяжелой фракции связан с высоким содержанием окислов железа.

КРАСНОЦВЕТНАЯ СЛАБОКАРБОНАТНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ НЕОКОМА

Красноцветные отложения неокома на описываемой территории пользуются ограниченным распространением. По данным автора и А. Г. Черняховского, они развиты в северном борту Кызылкумской синеклизы. Отсюда они поднимаются на склоны хребта Б. Каратау, где выполняют пологие депрессии и карстовые воронки в палеозойских известняках. Северная граница распространения отложений неокома доходит примерно до гор Аккуз и Мынжилги — Бессаз, т. е. до подножий Палеокаратау. В более северных частях района отложения этого возраста не известны.

На юго-западном склоне Б. Каратау отложения неокома представлены слабокарбонатной красноцветной аллохтонной формацией. Это озерные осадки аллювиальной шлейфовой равнины: красные гидрослюдистые глины с маломощными прослоями белых пелитоморфных известняков и известковистых песчаников (отложения шаштюбинской свиты), переходящие на юго-востоке (в Боролдайских горах) в белые пелитоморфные известняки. Отложения шаштюбинской свиты лежат на ерубайской свите, или на размытой поверхности древней коры выветривания, или, наконец, непосредственно на плотных породах палеозоя.

В горной части Б. Каратау красные глины шаштюбинской свиты вмещают линзы бокситов и бобовых железняков. Бокситы появляются здесь в связи с поступлением в озерный бассейн переотложенных продуктов коры выветривания, причем бокситы известны только в карстовых воронках. Месторождения мелкие, не промышленного значения, бокситы в них сильно разрушены и превращены в бокситовидные галлуазитовые глины.

Ерубайская и шаштюбинская свиты юго-западного склона хребта Б. Каратау

Ерубайская свита представлена переотложенными продуктами коры выветривания палеозойских пород. Это белые, фиолетовые, светло-желтые, красные и пестроокрашенные глины каолинит-гидрослюдистого состава ($Ng' = 1,560$; $Np' = 1,550$; $Ng - Np = 0,010$), содержащие угловатые, рассыпающиеся в муку обломки окремнелых известняков, а иногда целые валуны и глыбы выветрелых пород. В верхних горизонтах разреза глины жирные, вязкие, иногда слоистые, ниже они становятся пористыми и маркими. Мощность свиты достигает 20 м.

Наиболее полно ерубайская свита вскрыта на северо-западе Б. Каратау по р. Ерубай, где описана А. Г. Черняховским. Юго-восточнее, в районе пос. Атабай, в области развития карбонатных пород палеозоя, отложения ерубайской свиты постепенно выклиниваются, и рыхлые продукты коры выветривания уже не образуют здесь самостоятельного горизонта, а лишь засоряют собой нижние горизонты шаштюбинской свиты. Накопление глин ерубайской свиты происходило, по-видимому, в неглубоких озерах, расположенных во впадинах палеозойского фундамента.

Шаштюбинская свита представлена красными и пестроокрашенными красно-зелеными мраморовидными глинами, содержащими в нижних горизонтах разреза маломощные (до 1—3 м) прослои белых пелитоморфных известняков, мергелей, известковистых песчаников и линзы мелкогалечного конгломерата (с галькой палеозойских кремнистых пород). В известковых прослоях встречаются раковинки пресноводных пелеципод и гастропод. Общая мощность свиты не превышает 25—30 м.

Глины пластичные, творожистого сложения, часто песчанистые, внешне часто очень сходные с красными монтмориллонитовыми глинами верхних горизонтов песчаной толщи котурбулакской свиты (турон — сантон) района поселков Кошата и Атабай. При высыхании окраска глин тускнеет, глины становятся плотными и приобретают кусковато-щебенчатую и щебенчатую отдельность.

Под микроскопом красные и голубовато-зеленые глины (район пос. Атабай) обнаруживают тонкочешуйчатое сложение и состоят из агрегата мельчайших чешуек и волоконца глинистого минерала гидрослюдистого типа. В виде постоянной и часто значительной примеси присутствуют алевритового размера зернышки кварца угловатой и угловато-округлой формы, к которым местами примешиваются листочки биотита и мусковита; последний преобладает. Изредка встречаются листочки зеленого хлорита. В виде точечных выделений постоянно присутствуют криптокристаллические сростки лейкоксена; изредка встречаются турмалин и апатит.

Листочки мусковита обычно сильно гидратизированы, расщеплены в веерообразные сростки и имеют пониженную интерференционную окраску; местами они превращены в каолинит. Листочки биотита также обнаруживают следы гидратации. Изредка встречаются фосфатные обломки костей и единичные сростки призматических кристаллов аутигенного барита. В зеленых разностях глин основная глинистая масса слегка окрашена в буроватый цвет, а в глинах красного цвета более или менее интенсивно пигментирована красными окислами железа, пронизывающими лишь отдельные участки породы. Иногда же они настолько обильны, что вся основная глинистая масса окрашена в красно-бурый цвет.

В типичном образце красной глины содержание Fe_2O_3 по данным химического анализа достигает 10,3% (табл. 14).

Оптические константы глинистых агрегатов ($\text{фр.} < 0,001$ мм), измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах, свидетельствуют о гидрослюдистой природе глин. Глинистые агрегаты, выделенные из голубовато-зеленых участков, имеют $\text{Ng}' = 1,565$; $\text{Np}' = 1,547$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,018$, а в глинистых агрегатах, выделенных из красных глинистых пятен (обр. 762—5), эти величины повышаются ($\text{Ng}' = 1,600$; $\text{Np}' = 1,580$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,020$), что связано с сильной обохренностью агрегатов.

Кривая нагревания глинистой фракции ($< 0,001$ мм) красной с голубовато-зелеными пятнами глины характеризуется тремя термическими остановками (фиг. 21). Первые две — эндотермического характера, резко выражены, имеют максимум при 110 и 540° и, очевидно, связаны с гидратацией основного глинистого минерала гидрослюдистого состава. Третья остановка экзотермического характера, с максимумом при 900°, по данным микроскопического анализа обусловлена примесью каолинита.

Таблица 14

Химический состав (в %) и оптические свойства пород шаштюбинской свиты юго-западного склона хребта Каратау

Район	Пос. Атабай, скв. 13		Пос. Шаштюбе
Порода	Глина красная (фр. <0,001 мм)	Глина голубовато-зеленая алевроитовая (фр. <0,001 мм)	Песчанистый красный мергель
№ обр.	762—5	762—6	—
SiO ₂	45,24	47,07	36,9
TiO ₂	1,04	0,99	Не опр.
Al ₂ O ₃	24,01	24,41	5,53
Fe ₂ O ₃	10,27	5,47	6,85
FeO	0,47	0,86	Не опр.
CaO	0,80	1,18	26,10
MgO	1,90	2,34	0,91
Na ₂ O	Нет	0,21	Не опр.
K ₂ O	3,04	2,93	»
H ₂ O ⁺	7,67	7,62	»
H ₂ O ⁻	5,53	6,72	»
CO ₂	Нет	Нет	22,30
C	0,09	0,31	Не опр.
Сумма	100,06	100,11	98,59
Дисперсный кварц	1,68	3,72	—
Аморфная SiO ₂	—	1,19	—
SiO ₂ : Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,1 : 1	3,0 : 1	—
Ng'	1,600	1,565	—
Np'	1,580	1,547	—
Ng — Np	0,020	0,018	—

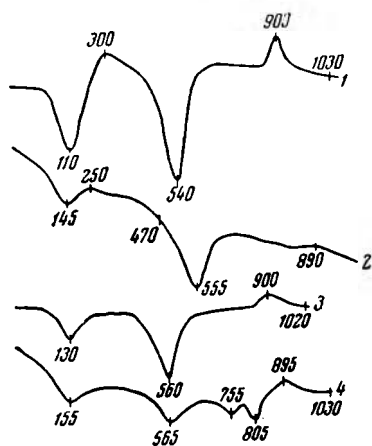
Таблица 15

Дебаеграмма голубовато-зеленой глины (обр. 762—6) шаштюбинской свиты из района пос. Атабай (по С. И. Берхину)

I	d	Гидрослюда	Каолинит	I	d	Гидрослюда	Каолинит
8	10,99	10,99	—	6	2,579	—	2,579
3	7,186	—	7,186	1/2	2,355	—	2,355
1/2	5,653	—	—	1/2 ш. р.	1,997	—	1,997
5	5,000	5,000	—	1/2	1,818	—	—
8	4,509	4,509	—	1/2	1,710	—	—
1	3,712	—	—	1/2	1,652	—	1,652
2	3,551	—	3,551	1 ш. р.	1,545	—	—
7	3,365	3,365	—	2 ш. р.	1,500	1,500	—
1	2,852	—	—	1/2	1,379	—	—

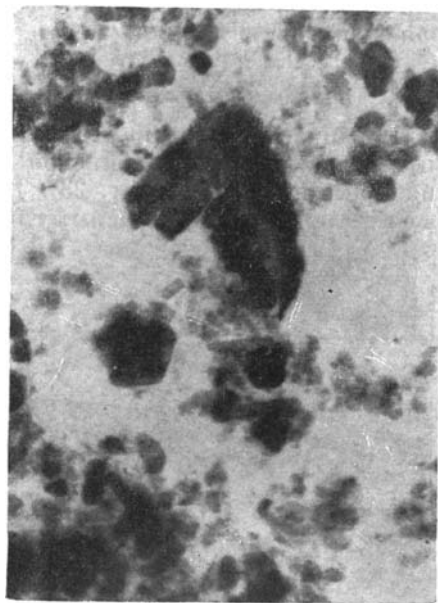
Метод окрашивания также указывает на каолинит-гидрослюдистую природу глин.

На электронной микрофотографии глинистой фракции красной глины (фиг. 22) видны высоко дисперсные, чешуйчатые агрегаты, сходные с агрегатами монтмориллонитизированных гидрослюд. Отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, как в красных, так и в зеленых глинистых участках (табл. 14)



Фиг. 21. Кривые нагревания глин шаштюбинской свиты юго-западного склона хребта Б. Каратау

1 — глина голубовато-зеленая, фр. < 0,001 мм (обр. 276—6), пос. Атабай; 2 — глина красноватая, фр. < 0,1 мм (обр. 21—1), пос. Атабай; 3 — глина розовато-серая, фр. < 0,1 мм (обр. 8—9), пос. Шаштюбе; 4 — глина светло-зеленая с узелками карбоната, фр. < 0,1 мм (обр. 415—2), речка Кызыларк



Фиг. 22. Электронная микрофотография красной гидрослюдистой глины (обр. 762—5) шаштюбинской свиты юго-западного склона хребта Б. Каратау (пос. Атабай). Видны сильно разложившиеся, утратившие очертания чешуйки гидрослюды. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

близко к 3 (3,1 и 3,0); содержание K_2O значительное — около 3,0% (2,93 и 3,04%), Fe_2O_3 в голубовато-зеленой глине — 5,47%, а в красной глине его содержание поднимается до 10,27%. Содержание FeO в обоих разностях глин незначительное (0,86—0,48%). Однако присутствие на кривой нагревания голубовато-зеленой глины заметного экзотермического эффекта при 300° указывает на присутствие примеси глинистого минерала с закисным железом в решетке.

Данные рентгеновского анализа (табл. 15) голубовато-зеленой разности глины подтверждают гидрослюдистую природу глин (интенсивность рефлексов 10,99 — 4,509 — 3,365 — 2,579) и указывают на примесь каолинита или хлорита (7,186—4,509—3,365—2,579). Кривая нагревания показывает, что здесь возможна примесь как того, так и другого минерала.

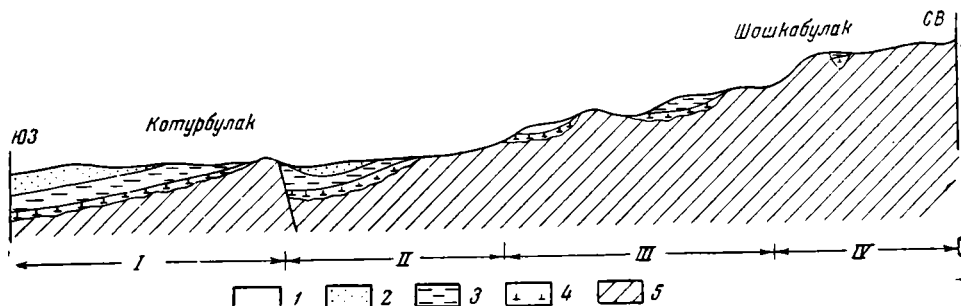
Песчаники залегают среди красных глин в виде линзовидных прослоев мощностью до 1—1,5 м и тяготеют к нижним горизонтам свиты. Песчаники известковистые, полимиктово-кварцевые, серого, белого и буроватого цвета, преимущественно мелко- и среднезернистые. Минеральный состав их следующий: преобладают зерна кварца, в значительном количестве встречаются обломки кремнистых пород, зерна микроклина и альбит-олигоклаза, иногда листочки слюды. Форма зерен угловато-округ-

лая. Цемент карбонатный, преимущественно базального типа, иногда обогащенный обломками известковистых раковин.

Тяжелая фракция красной глины шаштюбинской свиты района пос. Атабай характеризуется лейкоксен-ильменитовой ассоциацией, обогащенной цирконом, турмалином и гранатом. В виде примеси присутствуют эпидот, роговая обманка, зеленая слюдка, рутил, сфен и ставролит. В виде единичных зерен были встречены: апатит, дистен, бурая шпинель и корунд.

Шаштюбинская свита горной части хребта Б. Каратау

В направлении от предгорий в глубь хребта Б. Каратау красноцветные отложения шаштюбинской свиты обнаруживают существенные фациальные изменения (фиг. 23). Так, у подножия гор в контакте с палеозоем по р. Бересек в красных глинах появляются бобовины гидроокислов



Фиг. 23. Фациальные изменения шаштюбинской свиты при переходе из юго-западных предгорий в горную часть хребта Б. Каратау

I — четвертичные суглинки; 2 — котурбулакская свита; 3 — кызылатинская свита; 4 — шаштюбинская свита и распространение ее фациальных типов: I — глины красные, II — глины красные с гнездами красного мергеля и редкими скоплениями Мп бобовин, III — глины красные со щебенкой кремней Fe и редко рассеянными Fe и Мп бобовинками, IV — глины красные с линзами ресифицированных бокситов и бобовых железняков; 5 — породы палеозоя

железа и марганца и гнезда красного мергеля. Местами наблюдаются включения обломков черных кремней. Железо-марганцевистые бобовины иногда образуют гнездовидные скопления. Гнезда красного мергеля, по-видимому, имеют эпигенетическое происхождение, так как приурочены к контактам с карбонатными породами палеозоя и имеют комковатое сложение. Это те же красные глины, но более или менее обогащенные пелитоморфными выделениями кальцита. Химический состав такого мергеля из района пос. Шаштюбе приведен в табл. 14.

На самом палеозойском массиве красные глины шаштюбинской свиты выполняют карстовые воронки и депрессии древнего карстового рельефа и содержат линзы белых бокситовидных глин и черных мелкобобовых железняков (верховья Алмалысай и р. Бересек) мощностью до 4—5 м. Одна из таких воронок была вскрыта шурфами и канавами Г. Н. Крыловым и Г. В. Сакулиной на правом берегу р. Бересек, к северу от сая Шошкбулак (фиг. 23). Воронка расположена на склоне водораздела среди черных доломитов нижнего турне и имеет диаметр 30—40 м. Глубина воронки около 7,5 м.

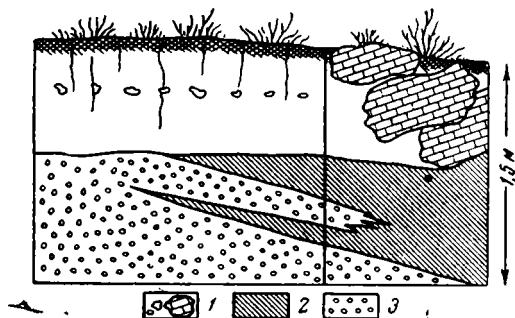
Бокситовидные глины занимают центральную часть воронки, а к ее бортам замещаются красными глинами (фиг. 24), аналогичными с красными глинами шаштюбинской свиты юго-западного склона хребта. В кровле бокситовидных глин залегают слоистые глины альб-сеномана. Породы, выполняющие воронку, несут ясные следы проседания. В стен-

ках соседнего шурфа хорошо видно, что слоистые глины альб-сеномана наклонены по отношению к борту воронки под углом в 10° .

Бокситовидные глины состоят из белой глинистой массы и погруженных в нее вишнево-красных железистых бобовин (размером до 1 см). Бобовины рыхлые, маркие. Основная глинистая масса в одних случаях более или менее однородная по структуре, в других имеет ясно выраженное пятнистое сложение, обусловленное характером распределения красно-бурых окислов железа. Основная глинистая масса слабо действует на поляризованный свет и состоит из криптокристаллического агрегата галлуазита с $N = 1,534$. Галлуазитовый состав основной глинистой массы подтверждается данными термического и химического анализов.

В некоторых разностях бокситовидных глин присутствуют алевритовые зернышки кварца. Последние имеют угловатую или неправильно округлую форму и часто сильно изъедены основной массой. В виде единичных включений были встречены хорошо образованные кристаллики циркона.

Железистые бобовины имеют округлую и овальную форму. В большинстве случаев они сложены непрозрачной массой гидроокислов железа плотного или губчатого строения. Химический состав железистых бобовин и основной глинистой массы бокситовидных глин приведен в табл. 16. По данным химических анализов, в бобовинах концентрируется титан. Несмотря на сильную пелитизированность бокситов,



Фиг. 24. Замещение бокситовидных глин красными глинами в разрезе канавы. Карстовая воронка р. Бересек (сай Шошкабулак)

1 — суглинки щебенчатые с глыбами доломита;
2 — красные глины; 3 — бокситовидные глины

Таблица 16

Химический состав (в %) составных частей пород шаштубинской свиты из карстовой воронки р. Бересек (по Г. Н. Крылову и Г. В. Сакулиной)

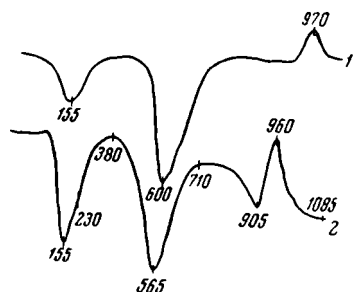
Порода	№ пробы	Свободный		Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO	CaO	V_2O_5	П. п. п.
		Al_2O_3	SiO_2							
Оолиты бурого железняка из бокситовидных глин	138	2,55	22,17	25,29	34,62	2,25	0,30	2,80	0,17	11,2
То же	140	1,19	26,14	24,35	34,70	1,90	0,23	2,37	0,14	10,72
Белый глинистый цемент бокситовидных глин	139	0,68	42,20	38,56	2,57	0,18	0,04	0,52	0,02	13,72
То же	141	Нет	43,83	34,24	9,87	0,42	0,10	0,02	0,04	12,43
Глинистые бобовые железняки . .	16	—	16,28	12,01 *	37,29	—	—	—	—	15,42
То же	22	—	35,28	28,21 *	41,39	—	—	—	—	17,58
»	14	—	32,02	16,97 *	33,53	—	—	—	—	9,48
Глина бурокрасная	9	—	62,14	17,39 *	8,71	—	—	—	—	7,46
Глина красная	12	—	39,6	9,24 *	4,26	—	—	—	—	19,96

* $Al_2O_3 + TiO_2$

в них местами еще сохранился свободный глинозем (0,68—2,5%). Бокситовидные глины вниз по разрезу становятся плотными, красноватыми и в нижних горизонтах сменяются красными глинистыми железняками мелкобобовой структуры, с очень мелкими (не более булавочной головки), плотными, похожими на песчаники бобовинами.

Химический состав бобовых железняков приведен в табл. 16.

Глины, вмещающие бокситы, красные, плотные, со щебенчатой отдельностью, местами пестроокрашенные (красные с сероватыми пятнами). К светлым пятнам приурочены порошковые выделения карбоната. Судя по кривой нагревания (фиг. 25), состав красной глины монтмориллонит-гидроглинистый. Показатель преломления глинистых агрегатов высокий из-за сильной обохренности глин.



Фиг. 25. Кривые нагревания глины шаштюбинской свиты горной части хребта Б. Каратау (р. Бесресек)

1 — основная глинистая масса бокситовидной глины; 2 — глина красная, вмещающая бокситовидные глины

Интересно отметить, что несмотря на почти полную пелитизацию бокситов вмещающие бокситы красные глины не обнаруживают следов разложения. Можно думать, что пелитизация бокситов в данном случае — явление эпигенетическое, связанное с циркуляцией подземных вод. Очевидно, под влиянием кремнеземсодержащих грунтовых вод гидраргиллит был преобразован в галлуазит, а во вмещающих бокситы красных глинах, состоящих из насыщенных кремнеземом минеральных образований, эти грунтовые воды не могли вызвать изменений. Поэтому красные глины, в отличие от бокситов, не несут

следов каких-либо минеральных преобразований. В кровле толщи на границе с покровными известковыми суглинками красные и бокситовидные глины часто обогащены выделениями пелитоморфного кальцита, которые представлены белой, маркой, порошковой массой, в мокром виде плотной и вязкой, похожей на суглинок. В разрезе хорошо видно, что образование порошковых выделений карбоната связано с инфильтрацией карбонатных растворов сверху вниз из толщи суглинков.

Красные же глины, залегающие у стенок воронки, часто переполнены гнездами эпигенетического крупнокристаллического кальцита, образовавшегося, вероятно, в связи с циркуляцией карбонатных растворов внутри карстовой полости. Морфологически стяжения кальцита очень напоминают карбонатные породы, залегающие прослоями на Джемантайском плато в карстовых воронках среди красноцветных песчаников турон-сантонского возраста.

Шаштюбинская свита Боролдайских гор

Красные гидроглинистые глины шаштюбинской свиты юго-западного склона Б. Каратау на юго-востоке, в Боролдайских горах, замещаются известняками.

Известняки района пос. Китаевки представлены плотной пелитоморфной породой серовато-белого цвета, иногда с розовыми разводами и кальцитовыми жилками. Известняки доломитистые (табл. 17) с содержанием доломита до 7,37—16,97%.

Встречаются песчаные разности известняков, включающие мелкие (0,1—0,05 мм) зерна кварца, чешуйки биотита и одиночные зерна полевого шпата. Нерастворимый остаток составляет в них 6—15% от общей массы породы.

**Состав известняков шаштубинской свиты из района пос. Китаевки
и р. Чага (в %)**

№ обр.	Порода	Химический состав			Минеральный состав	
		CaCO ₃	MgCO ₃	Нераств. остаток	Кальцит	Доломит
123—4	Известняки (р. Чага)	74,19	6,75	15,42	66,18	14,76
429—4	Известняки (пос. Китаевка)	81,40	3,37	15,15	77,40	7,37
432—1	То же	83,59	6,41	9,67	74,98	15,02
434—2	»	84,39	7,76	6,67	75,18	16,97

Известняки чередуются с мергелистыми известняками и комковатыми мергелями красного цвета. Некоторые участки в мергелях, как это видно под микроскопом, переполнены мелкими известковыми раковинами остракод. В контакте с породами палеозоя известняки местами переходят в конгломераты с галькой местных палеозойских известняков.

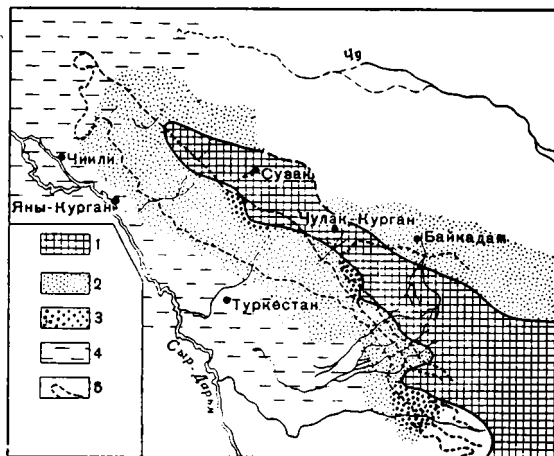
КРАСНОЦВЕТНАЯ СЛАБОКАРБОНАТНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ ТУРОН-САНТОНА

В турон-сантоне в западной половине Чуйской синеклизы и в северном борту Кызылкумской синеклизы накапливалась красноцветная слабокарбонатная аллохтонная формация переходного типа. Это красноцветные отложения аллювиальной шлейфовой равнины (котурбулакская свита), переходящие на северо-западе, на склоне Улутавских гор, в отложения озерного типа (белеутинская свита). Возраст этих отложений определяется динозавровой фауной и платановой флорой. В низовьях Чу среди аллювиальных отложений были найдены зубы акул (Елисеев, 1958). Очевидно, в осевой части Чуйской синеклизы в турон-сантоне существовал морской залив.

В горной части Б. Каратау отложения слабокарбонатной красноцветной формации в связи с позднейшими поднятиями в значительной степени размыты и сохранились на поверхности абразионного плато лишь в виде отдельных выходов, спроектированных глыб и развалов кремнистой гальки, а на Джемантайском плато красными песками и песчаниками этого возраста выполнены древние карстовые воронки.

Чуйская и Кызылкумская синеклизы в турон-сантоне представляли собой две самостоятельные области аккумуляции, разделенные грядой Каратау, которая имела тогда существенно иные очертания. Б. Каратау не существовал, а М. Каратау простирался значительно дальше на северо-запад, захватывая поселки Чулак-Курган и Сузак и северную наиболее приподнятую в настоящее время часть Б. Каратау. Северо-восточная граница Палеокаратау проходила по современному южному борту Чуйской синеклизы, а юго-западная — внутри современной гряды Б. Каратау, у подножия гор Мынжилги-Бессаз и Аккуз. Поток обломочного материала поступал с северо-востока, о чем свидетельствует появление обломков кремнистых пород фосфоритовой формации палеозоя М. Каратау в юго-западной полосе предгорий Б. Каратау (пос. Котурбулак и р. Арыстанды). Отложения слабокарбонатной красноцветной формации турон-сантона обнаруживают закономерное изменение состава обломочного материала и строения толщи с северо-востока на юго-запад в направлении гравитационного потока (фиг. 26).

Так, вдоль южного края Палеокаратау (проходящего внутри современной гряды Б. Каратау и у подножий Боролдайских гор) прослеживается узкая полоса конусов выноса, сложенная крупногалечными и валунными конгломератами, образованными галькой и валунами местных палеозойских пород. Южнее, в предгорьях юго-западного склона Б. Каратау, отложения конусов выноса сменяются зоной аллювия. Здесь на-



Фиг. 26. Фациальные изменения в осадках турон-сантона хребта Каратау (по В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховскому)

1 — Палеокаратау; 2 — песчаные фации; 3 — конгломераты конусов выноса; 4 — глинистые фации; 5 — конгелотуры современного хребта Каратау

капливался песчаный материал — косослоистые полимиктовые пески с примесью гальки разнообразных палеозойских пород, принесенной с М. Каратау и более отдаленных районов. Местные породы палеозоя здесь уже отсутствуют. Для аллювиальных фаций Б. Каратау характерны линзовидное строение толщи, следы внутриформационных размывов, и резко выраженная косая слоистость аллювиального типа. По периферии конусов выноса (уже в аллювии) шла интенсивная аккумуляция растворимых веществ. Так, в зоне аллювия юго-западных предгорий Б. Каратау мы находим желваки фосфорита и гидроокислов марганца, конкреционные бурые железняки и постоянно наблюдаем интен-

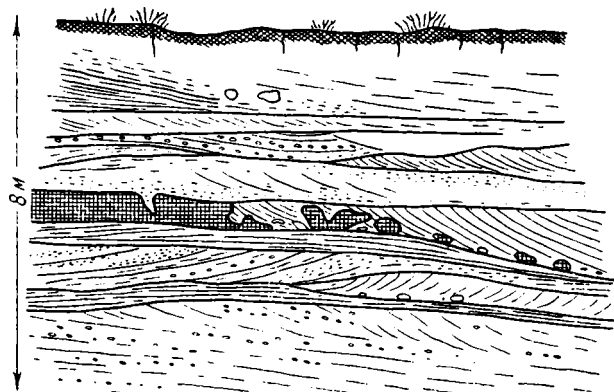
сивную цементацию песков карбонатом кальция. С удалением от области сноса аллювиальные отложения замещаются озерными. В юго-западной полосе предгорий Б. Каратау эта смена фаций намечается уже в районе г. Туркестан. Пески в верхних горизонтах сменяются красными монтмориллонитовыми глинами.

В Чуйской синеклизе аллювиальные фаии красноцветной аллохтонной формации развиты на северо-восточном склоне М. Каратау, а озерные — вдали от основной области сноса — у подножий Улутавских гор по р. Белеуты. Здесь преобладают тонкозернистые пески, глины и алевриты, и грубый материал играет уже резко подчиненную роль. Толща утрачивает линзовидное строение, становится горизонтально-слоистой. Косая слоистость сохраняется только внутри песчаных прослоев. Состав глин становится существенно каолиновым. Очевидно, сюда приносился только слюдястый материал мусковитового состава, который и давал при своем разложении каолинит, хотя пропластки, обогащенные биотитом, местами и встречаются. При разрушении биотита здесь так же, как и в аллювиальных фациях, развивается монтмориллонит. Меняется и состав песчаного и галечного материала. Гальки становятся преимущественно кварцевыми, появляются обломки окрашенных турнейских известняков, принесенных с Улутау. В связи с приближением к гумидной зоне красная окраска пород сменяется белой и зеленовато-белой и появляются прослои лигнитовых глин и красных железняков. Как и в зоне аллювия, наблюдается цементация песков карбонатом кальция. Присутствие в озерных фациях красных железняков и лигнитовых глин как бы намечает переход

слабокарбонатной красноцветной аллохтонной формации к пестроцветной автохтонной каолиновой формации гумидного типа.

*Котурбулакская свита юго-западного склона
хребта Б. Каратау*

На юго-западном склоне Б. Каратау отложения котурбулакской свиты наиболее полно обнажаются по р. Арыстанды и вскрыты песчаными карьерами у пос. Котурбулак. Это терригенная толща, состоящая из чередования горизонтально- и косослоистых пачек разнозернистых песков, гравелитов и галечников. Среди песчаных пачек встречаются подчиненные прослои глинистых алевроитов и глин мощностью до 0,5 м. Лишь в районе



Фиг. 27. Строение котурбулакской свиты по р. Арыстанды. Видны линзовидные песчаные пачки и глинистые прослои, сменяющиеся по простиранию глинистыми катунами

пос. Атабай и р. Кызылата в кровле котурбулакской свиты глины обособляются в самостоятельный горизонт мощностью 10 м.

В ряде обнажений хорошо видно, что грубозернистые и гравийные пески лежат на глинистых прослоях с явным размывом. У границы размыва глинистый прослой часто разбит на отдельные куски диаметром до 0,2 м, а в подошве вышележащего гравийно-галечного слоя появляются глинистые катуны (фиг. 27). Для толщи в целом характерны полимиктовый состав обломочного материала и отсутствие закономерного изменения размера обломков пород по разрезу. В карьере пос. Котурбулак в песках котурбулакской свиты были найдены кости динозавра сем. *Hadrosauridae*, а на северо-западном Каратау в уроч. Кызылджар известны обильные находки платановой флоры. В осевой части Чуйской синеклизы эти отложения переходят в прибрежно-морские песчаные осадки с зубами акул (Елисеев, 1958).

Генетически отложения котурбулакской свиты мы связываем с фациями прибрежной аллювиальной равнины.

Пески котурбулакской свиты мелко-, средне- и грубозернистые, с примесью галечного материала. Обычно они плохо сортированы (разнозернистые), реже равномернозернистые.

Пески чаще белые, серовато- и розовато-белые, иногда белые с красными пятнами. В некоторых разрезах значительная часть толщи окрашена в красный цвет. Так, на р. Арыстанды красными песками сложена верхняя часть свиты, а по р. Талап на юго-западном склоне Боролдайских гор красные пески слагают всю толщу. Пятнистоокрашенные пески развиты в районе поселков Атабай и Котурбулак. Красные железистые пятна имеют очень неправильную извилистую форму (фиг. 28), ориентированы по

слоистости или вытянуты в вертикальном направлении. Размер их не превышает 0,1—0,2 м; но пятна, вытянутые в вертикальном направлении, достигают в длину 0,5 м, при ширине около 0,1 м. Распределены железистые пятна в породе неравномерно.

Состав песков полимиктовый. В песчаных фракциях преобладают кварц, микроклин и обломки пород. Как примесь присутствуют буроватые зернышки пертита, плагиоклаза и листочки слюды; в виде единичных зерен был встречен энстатит. Среди мелкозернистых песков встречаются прослойки, обогащенные листочками биотита и мусковита. Листочки слюды



Фиг. 28. Характер красных железистых пятен в песках котурбулакской свиты (пос. Атабай)

ориентированы по слоистости и, как правило, сильно гидратизированы. Последние имеют вид лентовидных полос, облекающих минеральные зерна и обломки. Отдельные листочки несут следы деформации, выраженные в волнистом угасании пластинок и образовании в них ступенчатых изгибов. Форма песчаных зерен угловатая и угловато-окатанная.

Г а л е ч н и к и котурбулакской свиты также имеют полимиктовый состав; обычно

преобладают обломки кремнистых пород и молочно-белый кварц. В нижних горизонтах разреза (карьеры пос. Котурбулак и р. Арыстанды) к кремнистым обломкам примешиваются гальки обеленных, выветрелых пород. Среди последних преобладают обломки розовых гранит-порфиров, кварцевых порфиров, светло-зеленых фельзитов, черных кремнистых и обеленных глинистых сланцев. Изредка встречаются граниты, черные миндалекаменные диабазы, красные яшмовидные кварцевые порфиры и фиолетово-серые порфириты. Отдельные мелкие гальки разложены до глины. Многие гальки обелены и разрыхлены, а в некоторых разрезах (пос. Котурбулак) обломки обелены лишь с поверхности. Гальки сильно выветрелых пород были принесены сюда, по-видимому, горными потоками вместе с другим обломочным материалом. Наиболее часто встречаются мелкие гальки каолинизированных гранитов. Форма галек различная: овальная, округлая, плоская, реже неправильно-угловатая и др. Преобладают гальки размером 0,5—3, редко 6—7 см. Мелкие гальки окатаны значительно лучше, чем крупные. У подножия г. Мынжилги, в районе пос. Таскумыр и на юго-западном склоне Боролдайских гор в основании песчаной толщи появляются прослои крупногальчатых конгломератов, состоящих из местных палеозойских пород, преобладают крупные гальки и валуны (диаметром до 0,3 м) известняков и доломитов девона и карбона. Среди мелкой гальки различаются кремнистые породы и молочно-белый кварц, а у подножия Боролдайских гор появляются обломки белых пелитоморфных известняков шаштюбинской свиты. У пос. Котурбулак в верховьях р. Арыстанды и в районе пос. им. Буденного среди гальки были встречены обломки черных кремнистых пород из палеозойской фосфоритовой формации М. Каратау.

Во всех гранулометрических разностях песков котурбулакской свиты имеется примесь глинистого материала. Последний по составу гидрослюдистый или монтмориллонитовый, реже каолинитовый, образовавшийся в осадках при диагенезе за счет разложения обломочного, преимущественно слюдяного материала. В шлифах хорошо видно, как листочки слю-

дистых минералов постепенно утрачивают пластинчатую форму, меняют оптические свойства и распадаются в тонко-чешуйчатый или волокнистый глинистый агрегат, цементирующий минеральные обломки.

При разрушении биотита образуются зеленоватые или буроватые продукты гидрослюдистого и монтмориллонитового ($Ng' = 1,534$; $Np' = 1,510$; $Ng - Np = 0,024$) состава, а при разрушении мусковита — чешуйчатые и веерообразные сростки гидрослюда и каолинита.

Помимо слюд процессом разложения бывают затронуты зерна полевых шпатов и обломки эффузивов, но в них процесс пелитизации обычно выражен относительно слабо. При пелитизации зерен полевых шпатов развиваются зеленоватые криптокристаллические глинистые продукты, сходные с продуктами разрушения биотита, и реже бесцветные чешуйки гидрослюда. Зеленоватые глинистые продукты проникают в тело полевого шпата по трещинкам спайности, образуя тонкие, нитевидные прожилки, или слагают разбросанные, неясно очерченные скопления в форме пятен.

Пески и галечники в отдельных горизонтах сцементированы в песчаники и конгломераты. Цемент чаще всего известковистый, реже гидротетитовый и марганцевистый.

Известковистые песчаники и конгломераты залегают в песчаной толще в виде прослоев, линз и гнезд различного размера. Песчаники встречаются во всех горизонтах, но чаще тяготеют к нижней половине толщи. Отдельные пачки их достигают мощности 5—10 м. Гнезда песчаников имеют неправильные очертания, осложненные иногда пальцевидными отростками и выступами, а линзовидные прослои нередко пронизаны вертикальными дырчатыми ходами, выполненными рыхлым песчаным материалом.

Цемент в песчаниках и конгломератах кальцитовый, иногда с примесью доломита (табл. 18). По структуре он мелко- и крупнокристаллический базального типа или пойкилитовый.

Т а б л и ц а 18

Состав цемента известковистых песчаников котурбулакской свиты (в %)

№ обр.	Порода	Химический состав			Минеральный состав	
		CaCO ₃	MgCO ₃	H ₂ O	Кальцит	Доломит
1—1	Песчаник белый (пос. Атабай)	2,20	—	96,12	2,20	—
401—2	Песчаник белый (р. Арыстанды) . . .	1,40	0,34	95,48	1,00	0,74
432—8	Песчаник красный (р. Арыстанды) . . .	54,20	3,63	37,28	49,9	7,94
418—4	То же	2,80	1,10	90,89	1,49	2,41

Изучение шлифов песчаников показало, что кальцитовый цемент развивается в породе путем метасоматического замещения глинистого вещества цемента. В нацело карбонатизированных породах сростки кальцита плотно прилегают друг к другу (фиг. 29), а в частично карбонатизированных разностях среди сростков кальцита проглядывают остаточные участки, сложенные глинистыми продуктами разрушения слюдистых минералов, а сам кальцит часто переполнен мельчайшими не до конца ресорбированными чешуйками и червеобразными сростками гидрослюда и каолинита. В песках, богатых глинистым материалом, при карбонатизации в глинистом агрегате развиваются мелкозернистые звездчатые сростки

кальцита, которые, разрастаясь, постепенно замещают глинистое вещество.

Процесс карбонатизации глинистого цемента нередко захватывает и обломочные частицы калиевых полевых шпатов и слюд. Обычно зерна ортоклаза более сильно разъедены, чем зерна микроклина. В процессе замещения кальцит проникает в тело полевого шпата, образуя прожилки с неправильными извилистыми контурами. Нередко в результате разъедания обломки оказываются разбитыми на несколько изолированных сегментов.



Фиг. 29. Полимиктовый песчаник котурбулакской свиты с кальцитовым цементом, р.-Бостогай. Увел. 54, ник.+

Особенно энергично кальцит замещает зеленоватые криптокристаллические продукты разрушения биотита, цементирующие обломки. Продукты же разрушения мусковита — чешуйки и веерообразные сростки каолинита и бесцветные гидрослюды — замещаются с трудом и часто сохраняются в кальците в виде включений. Из приведенных соотношений следует, что цементация песков произошла после разложения слюдястого материала.

В известковистых песчаниках пос. Котурбулак с остаточными участками глинистого цемента нередко связаны скопления мельчайших кристалликов фосфата. При карбонатизации глинистых агрегатов зернышки фосфата сохраняются в кальците в виде включений и местами обнаруживают неясные следы замещения кальцитом. Зернышки фосфата образуют в кальците беспорядочные тонкозернистые скопления, а иногда располагаются венчиком на границе цемента и минеральных обломков. В одном случае было отмечено проникновение зерни-

стых сростков фосфата в полевой шпат по трещинкам спайности. В проходящем свете выделения фосфата слегка окрашены в желтоватый цвет и состоят из мельчайших кристалликов призматической и квадратной формы. Призмочки фосфата имеют прямое угасание, отрицательное удлинение и низкую серую интерференционную окраску. С выделениями фосфата иногда связаны малопрозрачные скопления гидроокислов марганца.

В красноцветных разностях известковистых песчаников цементирующая карбонатная масса обогащена пелитоморфными выделениями красных маловодных окислов железа. Присутствие железистого пигмента как в карбонатном цементе песчаников, так и в фосфоритовых желваках свидетельствует о его первичном седиментационном характере.

Песчаники и конгломераты с гидрогетитовым цементом были встречены по р. Бестогай. Здесь они приурочены к нижним горизонтам разреза.

Бурые гидроокислы железа выполняют в песчаниках и конгломератах поровые пространства, при этом они интенсивно разъедают зерна полевых шпатов, обломки и чешуйки слюды и проникают в кварцевые зерна по трещинкам дробления. Интересно отметить, что нитевидные жилки гидроокислов железа, секущие кварцевые песчаники, иногда проявляют параллельное ориентированное расположение (фиг. 30). Очевидно, образование

трещинок в кварцевых зернах связано с местными деформациями уже сформировавшегося осадка. Аналогичное явление наблюдал и Л. Б. Рухин (1956) в меловых отложениях Ферганы. В некоторых разностях железистых песчаников гидроокислы железа не заполняют целиком все пространство между обломками, а образуют на поверхности песчинок только тонкие корочки натечно-почковидного строения.

В новом песчаном карьере пос. Котурбулак среди песков были встречены конкреционные железняки в виде крупных тупо оканчивающихся линз, образованных бурым железистым песчаником. Размер линз $0,2 \times 0,5$ и $0,4 \times 1,5$ м.

Марганцевистые пески и песчаники были встречены в разрезе р. Арыстанды. Макроскопически это коричнево-бурые грубозернистые косослоистые пески, в нижних горизонтах слоя сцементированные в песчаники. Песчаники плотные, крепкие, коричнево-бурые, обогащенные галькой белых опоконидных и кремнистых пород. Размер гальки 1—2, редко 5 см. В верхней части слоя (0,5 м) марганцевистые песчаники переходят в пески с плотными, сильно песчанистыми желваками и крупными (размером до 0,2 м) бобовинами гидроокислов марганца. Общая мощность слоя 3 м.

Западнее гидроокислы марганца встречаются среди песков в виде порошковатых скоплений и образуют в песках мелкие пятна и гнезда. Значительного размера сажистые скопления вада были отмечены в песчаном карьере пос. Атабай и в старом песчаном карьере пос. Котурбулак.

Кроме того, в старом песчаном карьере пос. Котурбулак был встречен пласт коричнево-бурого известковистого песчаника, пропитанного гидроокислами марганца. Здесь гидроокислы марганца и кальцит цементируют породу совместно. Гидроокислы марганца облекают минеральные обломки, а кальцит выполняет промежутки между зернами. При этом гидроокислы марганца часто интенсивно пропитывают зерна полевого шпата, обломки пород и листочки слюды, а кальцит, цементирующий обломки, нередко пронизан хлопьевидными выделениями гидроокислов марганца. Очевидно, кальцит кристаллизовался позднее марганцевых гидроокислов.

Алевритовые глины и глинистые алевриты образуют тонкие прослои среди песков котурбулакской свиты. Цвет глин и алевритов белый, серовато-белый, розоватый, иногда красный.

Структура глин алевропелитовая или пелитовая с глинистой массой тонкоchужатого сложения. Основная масса бесцветна или с ясным зеленоватым или буроватым оттенком, а в красных глинах она красно-бурая, в связи с присутствием пылевидных частиц маловодных окислов железа. Железистый пигмент окрашивает глинистые агрегаты или образует малопрозрачные хлопьевидные скопления.



Фиг. 30. Секущие линейновытянутые прожилки гидроокислов железа в песчанике с бурым лимонитовым цементом из котурбулакской свиты р. Бостогай. Увел. 54, ник. ||

Состав глинистых агрегатов: гидрослюдистый ($Ng' = 1,571$; $Np' = 1,557$; $Ng - Np = 0,014$), каолинит-монтмориллонитовый ($Ng' = 1,557-1,554$; $Np' = 1,543-1,540$; $Ng - Np = 0,014-0,015$) или монтмориллонитовый ($Ng' = 1,548-1,542$; $Np' = 1,530-1,525$; $Ng - Np = 0,018-0,020$). Преобладают то зеленоватые (железистые) глинистые продукты разрушения биотита, то бесцветные (безжелезистые), образовавшиеся за счет разложения мусковита.

Глины смешанного состава с р. Арыстанды ($Ng' = 1,557$; $Np' = 1,543$; $Ng - Np = 0,014$) дают три эндотермические остановки — при 120, 560 и слабую при 880°; экзотермическая остановка при 930° выражена резко и четко. Пересчет данных химического анализа глинистой фракции дает отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 3, 5 : 1$ при содержании K_2O 1,86% и среднем содержании гигроскопической влаги (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

Химический состав (в %) и оптические свойства глин
котурбулакской свиты хребта Б. Каратау

Район	Река Арыстанды	Уроч. Кызыл- джар	Пос. Котур- булак
Порода	Глина розово- красная (фр. <0,001 мм)	Глина зелено- серая, слоистая (фр. <0,001 мм)	Глина крас- ная (не отмученная)
№ обр.	232—2	82	—
SiO_2	48,64	47,24	57,40
TiO_2	0,73	1,47	0,76
Al_2O_3	23,36	25,11	17,29
Fe_2O_3	7,29	5,00	7,23
FeO	0,47	0,34	0,36
CaO	1,63	1,12	Нет
MgO	2,06	1,78	3,94
Na_2O	—	0,29	—
K_2O	1,86	1,60	—
H_2O^+	8,65	7,88	—
H_2O^-	5,56	8,62	8,65
CO_2	0,23	0,06	—
C	Следы	0,15	—
С у м м а	100,48	100,66	95,63
Аморфная SiO_2	—	2,22	—
$SiO_2 : Al_2O_3$	3,5 : 1	3,2 : 1	—
Ng'	1,557	1,542	—
Np'	1,543	1,525	—
$Ng - Np$	0,014	0,017	—

Зелено-серые монтмориллонитовые ($Ng' = 1,542$; $Np' = 1,525$; $Ng - Np = 0,017$) глины из слоев с флорой уроч. Кызылджар северо-западного Каратау дают отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 3,2 : 1$ и содержат 5% Fe_2O_3 , что свидетельствует о железе-глиноземистой природе монтмориллонита (табл. 19). Кривая нагревания пелитовой фракции глины монтмориллонитового типа, по второй эндотермическая остановка при 560° выражена более резко, что связано с примесью гидрослюды (содержание $K_2O = 1,60\%$). Глины уроч. Кызылджар, по-видимому, имеют озерный гене-

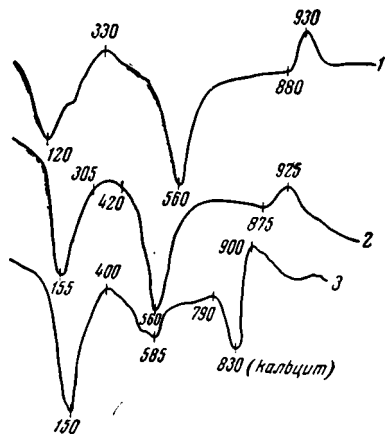
зис. Об этом свидетельствуют их линзовидная форма залегания, тонкая горизонтальная слоистость и присутствие на плоскостях наложения отпечатков платановой флоры. Красные глины, венчающие разрез котурбулакской свиты в районе пос. Кошата, также обнаруживают монтмориллонитовый состав. Оптические свойства глинистых агрегатов следующие: $Ng' = 1,548$; $Np' = 1,530$; $Ng = 0,018$. Кривая нагревания монтмориллонитового типа, осложненная эндотермической остановкой при 830° , обусловленной примесью кальцита (фиг. 31).

Разнообразный минеральный состав глин котурбулакской свиты определяется как различной степенью изменения обломочного слюдястого материала, так и различным характером продуктов разрушения биотита и мусковита. Конечным продуктом разрушения биотита является монтмориллонит, а мусковита — каолинит. Интересной особенностью отложений котурбулакской свиты является присутствие фосфоритов.

Фосфориты по рекам Бостогай и Арыстанды образуют в прослоях алевроитовых глин отдельные, неправильной формы желваки с неровной бугристой или корявой поверхностью и достигают величины 0,1 м. В отличие от морских фосфоритов, фосфоритовые желваки котурбулакской свиты имеют светлую розовато-белую окраску, обусловленную окраской вмещающих пород. Желваки с р. Арыстанды содержат 22,5% P_2O_5 .

Микроскопическое изучение фосфоритовых желваков показало, что они состоят из тонкокристаллического изотропного агрегата фосфата, слегка окрашенного в желтоватый цвет. Фосфатный агрегат загрязнен глинистыми частицами и содержит в небольшом количестве алевроитовые зернышки кварца и листочки слюды. Местами в массе фосфата различаются хлопьевидные выделения красно-бурых окислов железа. Желваки фосфорита, очевидно, образовались путем фосфоритизации глинисто-алевритовых пород. Интересно отметить, что в котурбулакской свите, так же как и в морских нижнемеловых отложениях Поволжья (Бушинский, 1954), фосфаты образуются до карбонатизации породы и часто замещаются кальцитом (дефосфоритизация). Г. И. Бушинский относит образование морских фосфоритов к ранним стадиям диагенеза. Образование фосфоритов в отложениях котурбулакской свиты, очевидно, также относится к стадии диагенеза.

Очень интересен факт нахождения фосфоритовых желваков в континентальных отложениях котурбулакской свиты, представленных песчаными отложениями прибрежной аллювиальной равнины. Как известно, фосфориты связаны почти исключительно с морскими осадками. Однако в работах Г. Д. Бушинского мы находим указания на то, что небольшие скопления фосфорита встречаются и среди континентальных отложений. Следовательно, нахождение фосфоритов в континентальных отложениях турон-сантона Б. Каратау представляет собой явление не совсем обычное и, очевидно, связано с какими-то специфическими условиями



Фиг. 31. Кривые нагревания фр. <0,001 мм глин из отложений котурбулакской свиты хребта Б. Каратау

1 — глина розово-красная из песчаной толщи р. Арыстанды (обр. 232—2); 2 — глина зеленовато-серая с флорой уроч. Кызылджар (обр. 82); 3 — глина красная с редкими скоплениями кристаллов кальцита (обр. 81—1), пос. Кошата

Минеральный состав (в %) шлиховых проб турон-сантонских отложений хребта Б. Каратау

Район	№ обр.	Порода	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Анаказ	Апатит	Гранат	Эпидот	Роговая обманка
Пос. Котурбулак	74—3	Песок	70,9	+	—	14,2	4,3	+	10,6	+	—	+	+	+
	78—1	»	30,9	44,3	—	3,1	2,1	+	12,4	+	+	7,2	+	+
	130—4	Песчаник известковистый	12,9	55,8	+	9,0	8,2	+	3,8	+	—	+	10,3	—
	145—1	То же	60,4	+	—	39,6	+	+	+	—	—	+	—	—
Река Икансу	113—3	Песчаник известковистый	83,3	—	—	12,5	+	+	+	+	—	4,2	+	—
	113—4	Песок	59,2	—	—	20,8	4,1	1,7	7,1	+	+	7,1	+	—
	70—1	»	22,9	—	+	31,0	6,9	13,1	16,9	+	—	9,2	+	—
	105—1	»	79,4	—	—	3,2	2,4	+	3,2	—	—	3,9	7,9	—
Джемантайское плато	290—4	Песок	—	—	—	83,3	—	+	—	16,7	—	—	—	—
	291—3	»	66,7	—	—	+	+	—	—	—	—	33,3	—	—

Анализ выполнен М. К. Жидковой (МГРИ)

осадконакопления. Источником фосфора, по-видимому, является палеозойская фосфоритовая формация М. Каратау. Вероятно, фосфаты были принесены на прибрежно-аллювиальную равнину с суши реками, так же как и окислы железа и марганца. В пользу такого предположения говорит присутствие среди песчано-галечных накоплений котурбулакской свиты верховий р. Арыстанды и пос. Котурбулак гальки черных кремнистых пород из палеозойской фосфоритовой формации М. Каратау.

Тяжелая фракция пород котурбулакской свиты песчаного карьера пос. Котурбулак и р. Икансу (табл. 20) характеризуется циркон-магнетитовой ассоциацией с переменным содержанием турмалина, граната и сфена. В виде незначительной примеси присутствуют рутил, анатаз, апатит и иногда роговая обманка и эпидот. В двух образцах песчаных пород из карьера пос. Котурбулак была обнаружена циркон-ильменитовая ассоциация, обогащенная магнетитом, турмалином, сфеном, гранатом и эпидотом.

*Котурбулакская свита горной части
хребта Б. Каратау*

В горной части хребта Б. Каратау отложения котурбулакской свиты распространены довольно широко. По разрозненным выходам и развалам кремнистой гальки они прослеживаются от р. Боялдыр на западе до р. Арыстанды на востоке.

На Джемантайском плато отложения котурбулакской свиты сохранились в западинах карстового рельефа и в карманах, врезанных в бурые железняки железной шляпы. Кроме того, местами ими выполнены открытые трещины в палеозойских известняках, уходящих на глубину до 10 м от поверхности. Карстовые воронки выполнены красноцветными полимик-

товыми известковистыми песчаниками, гравелитами, песками и карбонатными породами, бедными кластическим материалом. Присутствие карбонатных пород отличает отложения котурбулакской свиты Джемантайского плато от отложений той же свиты юго-западной полосы предгорий. Карбонатные породы переслаиваются с песчаниками, а в низах свиты резко преобладают. Это серые, коричневато-серые и фиолетово-серые слоистые породы с зернистой структурой и отдельными участками кристификационного строения. Последние состоят из хорошо образованных, короткопризматических заостренных кристаллов доломита, обладающих зональным строением. В прокрашенных шлифах хорошо видно, что кристаллики доломита везде довольно сильно кальцитизированы. Кальцитом замещено ядро или отдельные зоны кристаллов доломита. Полные псевдоморфозы кальцита по доломиту встречаются крайне редко.

В участках зернистого сложения процессзамещения доломита кальцитом носит пятнистый характер, так как зерна доломита замещены кальцитом не целиком. Химический состав таких кальцитизированных доломитов приведен в табл. 21.

Т а б л и ц а 21
Состав кальцитизированных доломитов котурбулакской свиты с Джемантайского плато (в %)

№ обр.	Химический состав			Минеральный состав	
	CaCO ₃	MgCO ₃	Нераств. остаток	Кальцит	Доломит
291—11	90,39	7,08	2,55	81,99	15,48
291—15	95,20	3,20	1,22	91,40	6,99
291—16	83,99	12,49	1,84	69,15	27,33

Образование карбонатных пород котурбулакской свиты Джемантайского плато, очевидно, связано с циркуляцией грунтовых вод в закарстованной зоне.

Белеутинская свита северного борта Чуйской синеклизы

По р. Белеуты и саю Бозинген, на южном погружении Улутавских гор, отложения верхнего мела (верхняя свита континентального мела Г. А. Петрушевского) залегают под базальными конгломератами морского палеогена и содержат отпечатки лиственной флоры турон-сантонского возраста. Эти отложения, описанные К. В. Никифоровой (1960) под названием белеутинской свиты, представляют собой чередование глин и глинистых алевроитов белого, голубовато-белого и серого цвета с подчиненными прослоями черных углистых и лигнитовых глин, алевроитов и гравийно-галечных песков и линзами красных железняков. Общая мощность толщи достигает 50 м, мощности отдельных прослоев колеблются от 0,5—1 до 3—4 м. Толща в целом горизонтально-слоистая, но внутри песчаных пачек наблюдается косая слоистость аллювиального типа.

В углистых глинах и глинистых алевроитах углистое вещество распределено неравномерно. Наиболее сильно обогащены им нижние части слоев, что обуславливает темно-серую, почти черную окраску пород; кверху слоя количество углистого материала постепенно уменьшается, и породы приобретают серовато-белую и белую окраску. Такое закономерное распределение в каждом слое органического вещества позволяет думать, что

это было связано с какими-то сезонными колебаниями условий осадконакопления. В верхней, обедненной органическим веществом части слоев породы часто приобретают красноватую и фиолетовую окраску или линзовидно замещаются глинистыми или песчанистыми красными железняками. В белых алевроитах углистое вещество полностью окислено и поэтому в них сохранились лишь отпечатки флоры, лишенные окраски.

По р. Белеуты у могил (близ устья сая Бозинген) в нижней части разреза были встречены линзы известковистых серовато-белых песчаников местами неравномерно окрашенных в оранжево-красный цвет. На левом берегу сая Бозинген в песчанистых алевроитах, контактирующих с базальным галечником морского палеогена, были обнаружены линзы и гнезда сливного кварцитовидного песчаника с включениями мелких кусочков обуглившейся древесины. Линзы имеют неясные расплывчатые очертания, а сами песчаники неравномерно окремнены. В окремнелых участках встречаются обломки древесины с хорошо сохранившейся структурой тканей, свидетельствующей о том, что окремнение породы происходило в седиментационно-диагенетическую стадию преобразования осадка, т. е. тогда, когда растительные остатки еще не успели подвергнуться значительному разложению.

Как известковистые, так и железистые и кварцитовидные песчаники залегают среди глин и алевроитов линзами и прослоями небольшой протяженности, никогда не образуя сколько-нибудь выдержанных по простиранию горизонтов. По всей толще рассеяны мелкие журавчики и рыхлые порошковатые выделения ярозита, а в песчаных прослоях были обнаружены крупные (до 0,1—0,3 м) гроздевидные стяжения и гнезда горчично-желтого песчаника с ярозитовым цементом. В отдельных разрезах присутствуют скопления крупных пластинчатых сростков гипса. В лигнитовых прослоях встречается мелкорассеянный марказит.

Большое своеобразие разрезу по р. Белеуты и сая Бозинген придает появление в отдельных прослоях красного элювия, придающего толще красноцветный характер. Это явление в свое время было описано Б. А. Петрушевским (1933) и позднее В. А. Вахрамеевым (1952). Красный элювий развивается на прослоях каолиновых глин и глинистых алевроитов, содержащих примесь железо-глиноземистого монтмориллонита или железо-содержащих гидрослюд. На поверхности красного элювия местами встречаются налеты гидроокислов марганца, имеющих вид крупных буро-черных пятен с неясными размытыми контурами, внешне напоминающие жирные нефтяные пятна. В центре пятна окраска смоляно-черная, а к краям коричневатая. Поверхность элювиального глинистого плаща очень характерная: трещиновато-бугристая, нередко с корочкой или пушистым налетом хлористого натрия на поверхности.

Горизонтальная слоистость турон-сантонской толщи р. Белеуты и выдержанность прослоев глин и глинистых алевроитов на значительное расстояние свидетельствуют о том, что здесь в отличие от Каратау, развиты уже не аллювиальные отложения, а осадки крупного озерного бассейна.

Присутствие отпечатков флоры и отсутствие морской фауны, а также ритмичная смена черной окраски пород на белую, связанная с сезонными колебаниями, говорят в пользу континентального происхождения толщи. Образование ярозита и гипса, а также красноцветного элювия на поверхности пластов голубовато-белых глин связано с современным процессом выветривания в условиях сухого пустынного климата.

Состав терригенных пород белеутинской свиты р. Белеуты и сая Бозинген полимиктовый. Обломочный материал представлен кварцем, микроклинком с примесью ортоклаза (кислого плагиоклаза почти нет), измененными листочками мусковита и биотита и обломками пород. Среди последних присутствуют обломки кварцитов, кремнистых и серицито-квар-

цевых сланцев, кремне-известняков и кислых эффузивов. В единичных шлифах глин были встречены обломки фосфоритизированных костей и зернышки фосфорита с включениями обломков костной ткани.

Песчаные и алевроитовые частицы окатаны слабо. Хорошо окатаны только галька и крупные песчаные зерна. Размеры галек не превышают 2—3 см, но отдельные обломки достигают 5—7 см в диаметре. В алевроитовых фракциях преобладают минеральные обломки и листочки слюды; в песчаных к минеральным зернам присоединяются обломки пород. Пески и алевроиты всегда содержат примесь глинистого материала. В песчаниках и алевролитах цемент кальцитовый, гематитовый или кварцевый. Состав глин каолиновый с примесью гидрослюда и монтмориллонита.

Глинистые фракции глин и глинистых алевроитов белеутинской свиты сложены каолинитом с примесью гидрослюда и иногда

Таблица 22

Дебаграммы фр. < 0,001 мм глин и алевроитов белеутинской свиты р. Белеуты и сая Бозинген (по данным С. И. Берхин и Ц. М. Райбург)

Биотитовый алевроит, обр. 110		Глина зеленовато-белая, обр. 236		Глина лигнитовая (ориентированная в воде) обр. 154	
I	d	I	d	I	d
2	12,17	6 т. р.	11,0	2	14,2
1	7,21		6	1	9,8
			7,16	3	7,1
2	4,97	3	4,97	1	4,8
6	4,50				—
		5	4,49	1	4,2
		2 ш. р.	3,93		
		6	3,57		
1	3,56			3	3,49
		2	3,36		
1	3,35			2	3,27
1 р.	2,85				
		2	2,84		
3	2,579	6	2,579		
		2	2,384	1	2,32
1 р.	2,347				
		2	2,338		
		2 т. р.	1,992	1	1,95
1 р.	1,701				
		1 р.	1,663		
1 р.	1,659				
		1 ш.	1,643	1	1,662
		2	1,503		
3 ш. р.	1,493	3	1,487		
Монтмориллонит (12,17; 4,50; 2,579; 1,493)		Каолинит (типа фэйер- клей) (7,16; 4,49; 3,57; 2,579) Гидрослюда (11,0; 3,93; 3,36; 2,84; 1,99; 1,64; 1,50)		Каолинит, гидрослюда, монтмориллонит (14,2)	

монтмориллонита. В подчиненном количестве встречаются алевриты, обогащенные биотитом (до 40—50%). Состав глинистых фракций биотит-содержащих алевритов монтмориллонитовый.

В шлифах слюдистых алевритов со слабо разложенным слюдистым материалом хорошо видно, что мусковит и биотит разрушаются с образованием различных глинистых продуктов. Так, мусковит на начальных стадиях разложения в процессе гидратации расщепляется на волокна и обнаруживает пониженную интерференционную окраску, а затем, судя по составу глин, переходит в каолинит типа фэйерклей с остаточными линиями гидрослюда (рефлексы: ~ 11 ; 3,36; 1,99; 1,50; табл. 22). Биотит на начальных стадиях разложения также обнаруживает следы гидратации, но затем распадается в дисперсный глинистый агрегат монтмориллонитового состава. Гидратизированные листочки биотита имеют волокнистое сложение, заметно обесцвечены и, судя по индигово-синей интерференционной окраске, часто слегка хлоритизированы. Более сильно разложенные листочки имеют глинистый облик и окрашены в бурый цвет. При этом глинистые агрегаты, развившиеся по листочкам слюды, имеют волокнистое сложение, а агрегаты, образовавшиеся по пластинчатым срезам (001), обнаруживают криптокристаллическое сложение и агрегатное угасание.

В шлифах хорошо видно, как листочки биотита в процессе разрушения постепенно утрачивают четкие очертания и расплываются в глинистый

Таблица 23

Химический состав (в %) и оптические свойства глинистых фракций ($<0,001$ мм) глин и алевритов белеутинской свиты р. Белеуты и сая Бозинген

Порода	Глина белая	Глина зелено-вато-белая	Глина серовато-белая	Глина лигнитовая	Биотитовый алеврит
№ обр.	107	236	219	154	110
SiO ₂	52,6	45,64	47,08	44,40	54,88
TiO ₂	1,19	0,90	0,80	1,12	0,96
Al ₂ O ₃	26,83	32,57	30,57	29,92	19,18
Fe ₂ O ₃	2,62	3,15	2,12	2,31	6,20
FeO	0,29	0,56	0,36	1,03	0,56
CaO	0,64	0,38	0,36	0,28	1,02
MgO	1,08	1,44	1,58	1,06	1,28
Na ₂ O	0,12	0,78	1,42	1,12	0,54
K ₂ O	2,32	2,32	1,64	1,28	0,68
H ₂ O ⁺	8,60	10,07	9,32	9,26	7,03
H ₂ O ⁻	3,53	2,13	4,08	4,84	7,23
CO ₂	0,10	0,06	0,04	0,04	0,05
C	0,17	0,12	0,27	2,08	0,45
С у м м а	100,09	100,12	99,64	98,74	100,06
Дисперсный кварц	1,00	0,34	0,55	1,08	1,36
Аморфная SiO ₂	—	1,88	3,16	1,52	15,56
SiO ₂ :Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,3 : 1	2,4 : 1	2,6 : 1	2,46 : 1	4,7 : 1
Ng'	—	1,570	1,560	1,583	1,528
Np'	—	1,554	1,550	1,560	1,510
Ng — Np	—	0,016	0,010	0,023	0,018

агрегат, который заполняет собой пространство между обломочными зернами кварца и полевого шпата. В результате получается цемент разложения базального типа.

Данные химического ($\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 4,9 : 1$; табл. 23), термического (фиг. 32), оптического ($\text{Ng}' = 1,547$; $\text{Nr}' = 1,528$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,019$; табл. 23) и рентгеновского (рефлексы: 12,17; 4,50; 2,579; 1,493; табл. 22) анализов глинистой фракции биотитового алевроита указывают на монтмориллонитовую природу продуктов разрушения биотита (фиг. 33). Монтмориллонит железо-глиноземистый, в шлифах окрашен в бурый цвет.

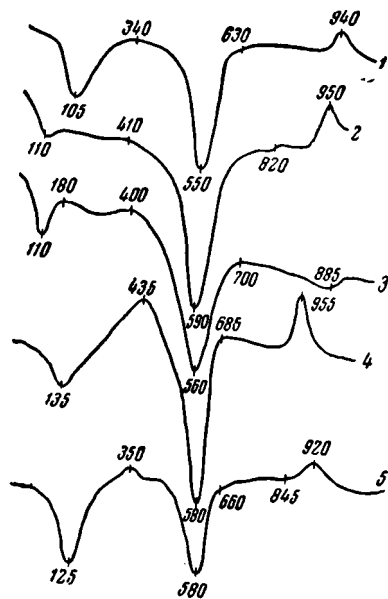
Определение в глинистой фракции слюдистого алевроита аморфной кремнекислоты показало высокое содержание последней (15,56%), что связано с легкой разлагаемостью монтмориллонита в щелочной среде.

Слюдистые алевроиты, обогащенные биотитом, в разрезе р. Белеуты имеют подчиненное значение, а основную массу пород белеутинской свиты составляют глинистые алевроиты и глины, образовавшиеся за счет разложения слюдистого материала мусковитового состава.

Оптические константы глинистых агрегатов, выделенных из основных разновидностей глин, колеблются в следующих пределах: $\text{Ng}' = 1,583 - 1,560$; $\text{Nr}' = 1,560 - 1,550$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,006 - 0,023$ (табл. 23), т. е. не выходят за пределы констант минералов группы гидрослюда и каолинита.

Кривые нагревания глин (фр. $< 0,001$ мм) каолиникового типа (фиг. 32), но иногда с несколько более резко выраженной низкотемпературной остановкой и сглаженным высокотемпературным экзотермическим эффектом в связи с примесью монтмориллонита и гидрослюда. В глинах, обогащенных органическим веществом, к основным термическим эффектам добавляется низкотемпературный экзотермический эффект около 400° ($400 - 435^\circ$). Отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, по данным химического анализа (табл. 23), колеблется от 2,4 до 3,3, содержание K_2O достигает 1,28—2,32%, а содержание MgO не превышает 1—1,58%. В некоторых разновидностях глин отмечено повышенное содержание Na_2O (1,42—1,12%), вероятно, связанное с примесью монтмориллонита.

В лигнитовой глине, по сравнению с другими разновидностями глин, наблюдается повышенное содержание FeO (1,03%), по-видимому, в связи с присутствием дисперсных сульфидов железа. Содержание воды — обычное для глин гидрослюдисто-каолиникового состава. В виде примеси иногда присутствует монтмориллонит (табл. 23). На электронных микрофотографиях гидрослюдисто-каолинистых глин (фиг. 34) видны тонкие, лишённые граней листочки обломочного каолинита и иногда крупные, мало прозрачные пластинки, принадлежащие, вероятно, гидрослуде. В одном образце кроме того были отмечены непрозрачные, точечные скопления гематита.

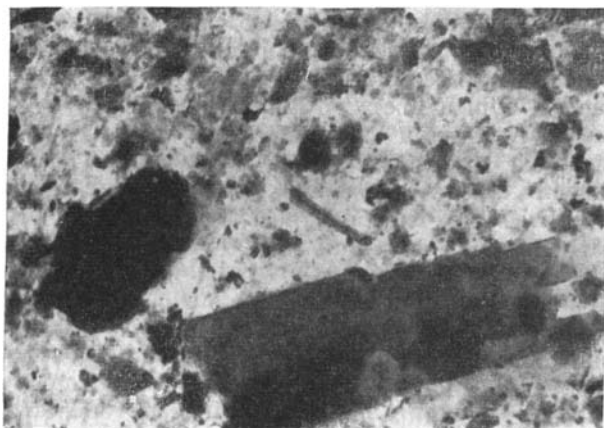


Фиг. 32. Кривые нагревания фр. $< 0,001$ мм глин и алевролитов белеутинской свиты р. Белеуты и сая Бозинген

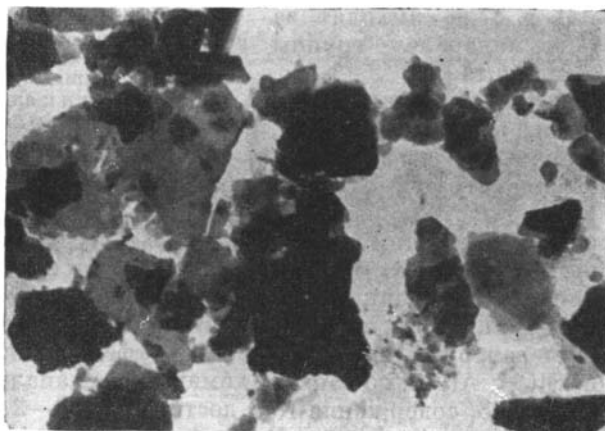
1 — глина белая (обр. 107); 2 — глина зеленовато-белая (обр. 236); 3 — глина серовато-белая (обр. 219); 4 — глина лигнитовая (обр. 154); 5 — биотитовый алевроит (обр. 110)

Структура глин беспорядочно-чешуйчатая и чешуйчато-волокнистая, реже ориентированно-волокнистая, а в глинистых алевролитах — алевропелитовая.

Из плотно сцементированных пород особого внимания заслуживают кварцитовидные песчаники.



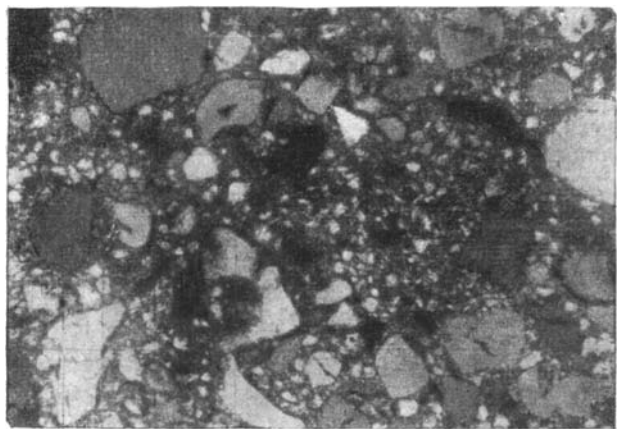
Фиг. 33. Электронная микрофотография биотитового алевролита из белеутинской свиты сая Бозинген (обр. 110). Видны дисперсный агрегат монтмориллонита и крупные остаточные пластинки биотита. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова



Фиг. 34. Электронная микрофотография лигнитовой глины белеутинской свиты сая Бозинген (обр. 154). Видны крупные обломки кристаллов каолинита и угловатые непрозрачные пластинки гидрослюда. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

Кварцитовидные песчаники в сая Бозинген лежат в кровле меловой толщи и представлены светло-серыми и серовато-белыми очень плотными и крепкими породами с тусклым блеском, шероховатым плоскораковистым изломом, с включением гравийных зерен кварца и иногда с хорошими отпечатками стеблей растений. Такого же типа песчаники были встречены К. В. Никифоровой и в сая Джийде.

Кварцитовидные песчаники сая Бозинген и Джийде обладают резко выраженным разномасштабным строением и состоят из довольно хорошо окатанных зерен кварца, погруженных в тонкозернистый кремнистый агрегат. Отдельные зерна кварца обнаруживают следы растворения и в связи с этим содержат втеки основной кремнистой массы и приобретают неясные, расплывчатые контуры (фиг. 35). Размеры кварцевых зерен колеблются от 0,5 до 1,0 мм. Зерна кварца хорошо окатаны и разнообразны по форме. Преобладают зерна округлой и неправильно-округлой формы,



Фиг. 35. Разномасштабный кварцитовидный песчаник сая Бозинген с обильным криптокристаллическим кварцевым цементом (шлиф 147). Увел. 46, ник.+

реже встречаются обломки угловатой и оскольчатой формы со сглаженными углами. Зерна кварца обнаруживают волнистое погасание и часто загрязнены пылевидными включениями. Среди гравийных зерен кроме кварца встречаются обломки серых яшмовидных пород и кварцитов. Количественно соотношения между обломками и цементом колеблются в широких пределах, обычно же обломки преобладают над цементом.

Цемент кремнистый, базального типа, образован криптокристаллическим кварцем, иногда мало прозрачным от буроватых пылевидных частиц лейкоксена. Последние распределены в цементе неравномерно, часто образуя коллоидные сгустки, полосы и неясно очерченные пятна. В некоторых местах мелкие кварцевые зерна переполняют кремнистую массу цемента и тогда песчано-кремнистая масса цементирует крупные кварцевые зерна. В других случаях песчаный материал распределен в кремнистой массе неравномерно: участки, бедные кварцевыми зернами, перемежаются с участками, переполненными ими. Приведенные соотношения обломочного материала с кремнистым цементом и ясная коррозия кварцевых зерен свидетельствуют о том, что кремнистый цемент местами полностью растворял обломочный кварцевый материал.

Из аксессуарных минералов были отмечены эпидот, зеленый турмалин, циркон и рутил.

Кварцитовидные песчаники сая Бозинген по внешнему виду, микроструктуре и составу близки кварцитовидным песчаникам морского палеогена по Сарысу и, может быть, их следует уже считать базальными слоями последнего.

В известковистых песчаниках цемент кальцитовый, типа выполнения пор, или базальный, переходящий местами в корро-

зионный. В последнем случае он замещает зерна микроклина, ортоклаза, листочки биотита и мусковита и иногда каолинит. Следы замещения несут и обломки кремнистых пород, но в основном кальцит развивается по глинистому материалу.

В железистых песчаниках и алевроитах гематит цементирует глинистые агрегаты и часто распределяется в породе неравномерно, пятнами.

Тяжелая фракция пород р. Белеуты характеризуется циркон-лейкоксеновой ассоциацией, обогащенной брукитом и анатазом. В виде примеси присутствуют турмалин, рутил (обломочный), метаморфические минералы и эпидот. Метаморфические минералы представлены ставролитом, дистеном и гранатом (табл. 24).

Таблица 24

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) пород белеутинской свиты

Район	№ обр.	Порода	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Брукит и анатаз	Дистен	Ставролит	Гранат	Эпидот	Ярозит	Окислы железа
Река Белеуты	243	Алеврит белый . . .	1,67	5,9	39,5	34,6	1,7	0,6	14,6	+	0,4	0,2	0,8	1,7	—
То же	244б	Глина алевроитовая красная	0,66	40,8	15,3	11,4	2,2	0,4	13,6	+	13,6	0,6	—	0,6	14,3

В некоторых образцах ильменит количественно преобладает над лейкоксеном. Анатаз и брукит являются аутигенными минералами и образуются в процессе раскристаллизации лейкоксена. Последний представлен двумя разновидностями: мало железистым и красноватым, сильно железистым.

В некоторых образцах значительная часть тяжелой фракции сложена ярозитом.

МОРСКАЯ ТЕРРИГЕННО-ГЛАУКОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕН-НИЖНЕОЛИГОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Морской палеоген обнимает комплекс отложений от палеоцена до нижнего олигоцена включительно и представлен терригенно-глауконитовой формацией. Последняя тяготеет к крупным синеклизам, окаймляющим Казахский щит и сопряженные с ним горные сооружения и хребет Каратау. С запада к Казахстану подступают морские отложения палеогена Тургайского прогиба, а с юга, к подножию Улутавского массива и Бет-Пак-Далы — морские отложения Чуйской синеклизы, ограниченной с юга хребтом Каратау. Наконец, на крайнем юге, на юго-западном склоне Б. Каратау, морские отложения палеогена слагают прибортовые части Кызылкумской синеклизы.

Однако не все стратиграфические горизонты морского палеогена пользуются одинаково широким распространением. Так, палеоценовые отложения известны только на крайнем юге — на юго-западном склоне хребта Б. Каратау. Здесь они описаны Т. А. Мордвилко (1936) в составе песчано-мергелистой свиты палеоцен-эоценового возраста под названием бухарского яруса.

Сопоставление свит морского палеогена

Возраст	Хребт Каратау	Восточный борт Тургай-ского прогиба и Чуй-ская синеклиза	Средняя Азия (Вялов, 1935)
Нижний олигоцен	Чеганская свита	Чеганская свита	Ханабардский ярус
			Исфаринский ярус
Верхний эоцен	Саксаульская сви-та	Саксаульская свита	Риштанский ярус
	—	—	Туркестанский ярус
Средний эоцен	Алайский ярус	Тасаранская свита	Алайский ярус
Нижний эоцен	Сузакский ярус	—	Сузакский ярус
Палеоцен	Бухарский ярус	—	Бухарский ярус

Морские эоценовые отложения распространены более широко. Нижне-эоценовые отложения, как и отложения палеоцена (бухарский ярус), распространены только на крайнем юге и в области хребта Б. Каратау, где известны под названием отложений сузакского яруса (Мордвилко, 1936).

Средне-верхнеэоценовые отложения (тасаранская свита) распространены уже гораздо шире. Они прослеживаются с севера на юг вдоль восточного борта Тургайского прогиба и заходят в Чуйскую синеклизу. Южнее, на северо-восточном и юго-западном склонах Б. Каратау, развиты только нижние горизонты тасаранской свиты (средний - верхний эоцен), известные здесь под названием алайского яруса (табл. 25). Верхнеэоценовые отложения — саксаульская свита, так же как и отложения тасаранской свиты, распространены в восточном борту Тургайского прогиба и в Чуйской синеклизе.

Наконец, нижнеолигоценовые отложения — чеганская свита — распространены в области синеклиз на всей описываемой территории.

Терригенно-глауконитовая формация палеогена сложена прибрежно-морскими песчаными и более глубоководными морскими глинистыми отложениями.



Фиг. 36. Микроструктура глины чеганской свиты с радиоляриями из района пос. Атабай юго-западного склона хребта Б. Каратау. Увел. 35, ник. +

Морские отложения на протяжении всего разреза представлены однообразными зелено-серыми листоватыми глинами (фиг. 36), которые только на юго-западном склоне Б. Каратау (в северном борту Кызылкумской синеклизы) в нижнем и среднем эоцене замещаются мергелистыми разностями. Глины морского палеогена имеют очень характерный внешний облик и выдержанный минеральный состав. Состав глин на протяжении всего разреза монтмориллонитовый (табл. 26, фиг. 37), иногда с примесью опала. В алевроитовых разностях наблюдается примесь слабо разложивших гидрослюд. Состав песчаных и алевроитовых фракций глин кварцевый с примесью полевых шпатов и листочков слюды. В мергелистых разностях глин нижнего и среднего эоцена юго-западного склона Б. Каратау (сузакский и алайский ярусы) примесь карбоната представлена пелитоморфным кальцитом. В более высоких горизонтах морского палеогена имеются прослои опоковидных глин. Опал присутствует в глинах в виде дисперсных, равномерно рассеянных в глинистой массе частиц. На юго-западном склоне Б. Каратау в районе пос. Атабай среди листоватых глин чеганской свиты были встречены прослои белых опоковидных глин мощностью до 1—1,5 м. Последние появляются на юго-

Таблица 26

Химический состав глин морского палеогена (в %)

Свита	Чеганская		Тасаранская
Район	Сарысу, Тасбулак	Б. Каратау, оз. Кызылкуль	—
Порода	Глина зеленая	Глина зеленая	Глина серо-зеленая
№ обр.	22	55—3	199
SiO ₂	49,52	51,24	49,52
TiO ₂	0,76	0,60	0,80
Al ₂ O ₃	21,80	19,40	20,54
Fe ₂ O ₃	5,60	8,96	5,81
FeO	0,77	1,10	1,10
CaO	0,90	1,36	0,48
MgO	1,88	1,41	2,92
Na ₂ O	0,20	—	0,34
K ₂ O	2,06	—	1,44
H ₂ O ⁺	6,22	—	7,59
H ₂ O ⁻	8,54	—	8,67
CO ₂	Нет	—	0,09
C	1,22	—	0,87
Органич. вещество	0,73	—	—
Сумма	100,20	84,07	99,97
Кварц дисперсный	—	—	0,40
SiO ₂ :Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,8 : 1	—	4,0 : 1

западном склоне хребта Б. Каратау среди зелено-серых листоватых глин в месте перехода морских отложений в прибрежно-морские. Дисперсный характер опаловых частиц и микрослоистая структура глин указывают на седиментационный характер этих образований. Источником кремнезема в водах палеогенового моря, по-видимому, являлась пенепленизированная область суши.

Прибрежные морские отложения палеогена во всех горизонтах представлены песками с подчиненными прослоями глин, опок и опоковидных песчаников, к которым на юге, в области Б. Каратау, в палеоцене и нижнем-среднем эоцене (бухарский, сузакский и алайский ярусы) присоединяются прослои светлых пористых доломитов, ракушечников и песчаников с доломитовым цементом, богатых фауной пелеципод.

Глины встречаются небольшими прослоями среди песков и, так же как в более глубоководных отложениях, имеют монтмориллонитовый состав. Но игольчатая форма кристаллов монтмориллонита свидетельствует о том, что ионы алюминия в решетке минерала частично замещены не только трехвалентным железом, но и магнием. Глины часто обогащены углистыми частицами и в этих случаях окрашены в темно-серый цвет.

Пески отличаются довольно хорошей сортировкой материала. Представлены они в основном косослоистыми, мелкозернистыми разностями белого и зеленовато-серого цвета. Состав их полевошпатово-кварцевый, а в нижних горизонтах разреза северного борта Кызылкумской синеклизы — аркозовый. В некоторых горизонтах в большем количестве отмечен глауконит, присутствующий в песчаных породах в виде зерен такого же размера, как обломочные зерна кварца и полевого шпата. Концентрируется он преимущественно в мелкопесчаных и крупноалевритовых фракциях, где совместно с терригенными частицами отсортирован по крупности зерна, что, очевидно, связано не с аллотигенной природой глауконита, а с тем, что он отлагался в подвижной водной среде (Шамрай, 1956).

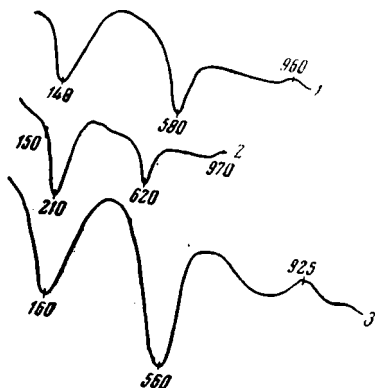
На границе с палеозоем в местах выклинивания песков иногда появляются сливные кварцитовидные песчаники (левый берег Сарысу).

В основании разреза иногда отмечается базальный галечный горизонт. Состав гальки кварцевый с примесью кремнистых и кварцитовидных пород. Галечный материал хорошо окатан; с уменьшением крупности зерна степень окатанности материала резко снижается: песчаный материал окатан более слабо, а алевритовые частицы часто совсем не окатаны, при этом сортировка материала по крупности зерна довольно совершенная.

В песчаниках цементом служит опал или опал и халцедон, а в нижних горизонтах разреза к ним присоединяется доломит.

В песчаниках с опаловым цементом изотропная опаловая масса цементирует песчаный материал и часто корродирует обломочные кварцевые зерна (фиг. 38, а).

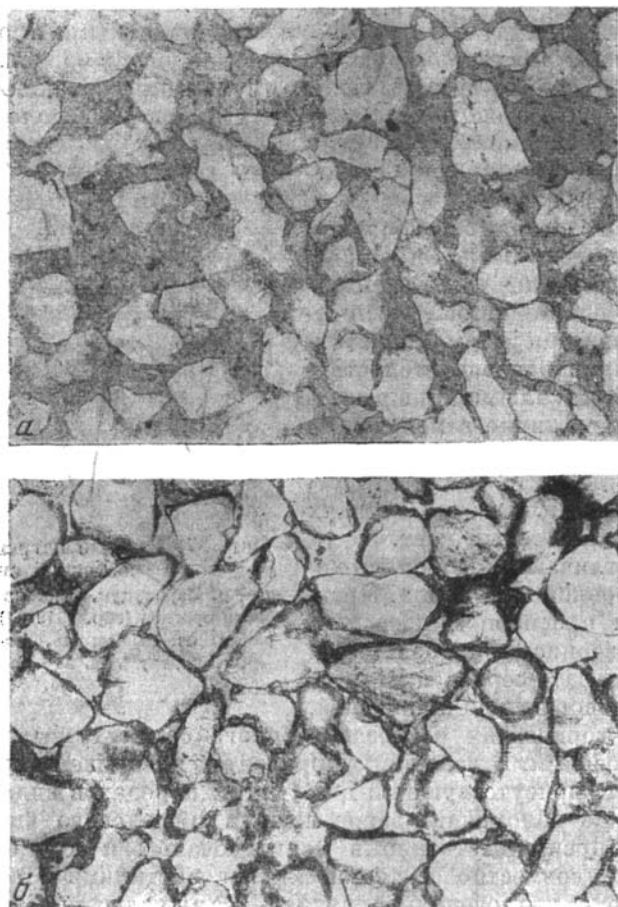
В песчаниках с опало-халцедоновым цементом структура цемента более сложная — крустификационная (фиг. 38, б). Здесь опал образует



Фиг. 37. Кривые нагревания глин чеганской свиты

1 — р. Каракудук, восточный борт Тургайского прогиба (обр. 7049—3); 2 — р. Икансу, район оз. Кызылкуль, юго-западный склон Б. Каратау (обр. 53—1); 3 — р. Сарысу

оторочки, облекающие кварцевые песчаники, а халцедон выполняет промежутки и поры, свободные от опала. Внешняя поверхность опалового ободка неровная, зубчатого строения, часто с бугорками типа глобуль, имеющая на границе с халцедоном игольчатое строение. Внутренняя поверхность ободка, напротив, ровная, повторяющая сглаженные контуры



Фиг. 38. Микроструктура песчаников саксаульской свиты с опаловым (а) и опало-халцедоновым (б) цементом, колодец Кырккудук. Увел. 46, ник. ||

кварцевых песчинок, часто осложненная бухтовидными втеками, вдающимися в глубь кварцевых зерен. Местами коррозия зерен кварца выражена очень резко, в отдельных случаях от кварцевой песчинки сохраняется лишь сердцевина, которая как бы тонет в зернистой, гелевидной массе опала. Агрегаты опала оптически изотропны, без признаков анизотропии, лишь в отдельных случаях с неясным концентрически зональным строением.

Халцедон развивается в породе позднее опала и образует по периферии опаловых оторочек каемки шестоватого строения, переходящие к центру пор в агрегат перистого строения. При этом местами халцедон явно замещает опал, так как среди перистых сростков халцедона кое-где сохранились не до конца замещенные лоскутовидные сростки опала.

В некоторых разностях пород, судя по показателю преломления и форме частиц, к опалу примешиваются минералы цеолитовой группы.

Карбонатные породы широко развиты в нижних горизонтах разреза в отложениях бухарского, сузакского и алайского ярусов в предгорьях Б. Каратау. Здесь они представлены светлыми, кремовыми доломитами, известковистыми доломитами, ракушечниками и песчаниками с доломитовым цементом, часто с обильной фауной устриц и других пелеципод.

Таким образом, в прибрежно-морских отложениях на юге района кремнистые осадки в низах мелеогена сменяются карбонатными. Эта смена характера хемогенных образований, по видимому, была обусловлена климатической зональностью, так как сказывалась в палеогене на всей территории юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы.

Доломиты бухарского яруса имеют органогенное происхождение и очень своеобразны по микроструктуре (фиг. 39). Они окрашены в желто-белые и кремовые цвета, тонкопористы и нередко переходят в песчаники с доломитовым цементом. На расколе иногда видны раковины пелеципод и гастропод. Доломиты ясно косо-слоисты, даже в тех случаях, когда они не содержат примеси песчаного материала и состоят из скоплений доломитизированных раковин фораминифер. Очевидно, последние накапливались на дне моря как механический осадок, а в процессе диагенеза были полностью доломитизированы. Характер косо-слоистости указывает на прибрежно-морской характер осадка.

Светлые, кремовые доломиты состоят из пористого, тонкозернистого агрегата, распадающегося на колечки, оваловиды, столбики и сгустки тонкозернистого сложения, образующие в целом сложный кружевовидный рисунок (фиг. 39). Среди этой своеобразной по структуре пористой массы доломита местами различаются осколки раковин пелеципод и перекристаллизованные раковины фораминифер. Тонкозернистая структура последних свидетельствует о том, что доломитизация осадка сопровождалась грануляцией кальцитового вещества. В результате грануляции из раковинок фораминифер возникли сгустки и колечки тонкозернистого сложения. Несмотря на сильную перекристаллизацию породы, органическая природа доломитов не вызывает сомнений.

Поры между доломитизированными органическими остатками в некоторых случаях бывают выполнены крупнокристаллическими сростками кальцита (пойкилитовая структура). Выполнение поровых пространств, очевидно, произошло после доломитизации раковинок фораминифер. Крупные же органические остатки при этом сохранились в виде монокристаллов, несущих следы первичной органогенной структуры. В небольшом



Фиг. 39. Микроструктура доломита бухарского яруса, Б. Каратау, пос. Атабай. Увел. 35, ник. ||

количестве почти постоянно присутствуют обломочные зерна кварца. В большинстве случаев это мелкие зернышки, равномерно рассеянные в карбонатной массе породы, реже крупные, редко рассеянные песчинки. Изредка среди зерен кварца встречаются единичные зернышки полевого шпата и обломки кремнистых пород. Замещение органических остатков доломитом указывает на широкое развитие в отложениях бухарского яруса доломитового метасоматоза.

Доломитовый состав пород подтверждается кривой нагревания. Кривая имеет две эндотермические остановки при 725 и 920°.

Таблица 27

Состав карбонатных пород сузакского яруса хребта Каратау (в %)

Литологический состав	№ обр.	Химический состав			Минеральный состав	
		CaCO ₃	MgCO ₃	Нераств. остаток	Кальцит	Доломит
Песчанистый доломит (р. Арыстанды) . . .	231—5	30,17	23,44	42,66	1,56	52,05
Доломит (р. Икансу) .	48—3	43,56	35,08	18,52	1,92	76,72
Известковистый доломит (р. Арыстанды) . . .	233—1	42,97	30,36	23,38	6,94	66,39
Ракушечник известково-доломитовый (р. Арыстанды) . . .	233—16	39,37	27,24	29,33	7,04	59,57

Доломиты сузакского (табл. 27) и алайского ярусов, в отличие от доломитов бухарского яруса, сложены пелитоморфным доломитом или ракушечником. Цемент в песчинках доломитовый или известковисто-доломитовый зернистого сложения базального типа (р. Арыстанды). Характерной особенностью песчаников устричного горизонта (алайский ярус) является присутствие крупных зерен акцессорных минералов, достигающих размеров зерен порообразующих минералов.

Широкое развитие в низах палеогена хребта Каратау карбонатных пород доломитового состава и тип фауны бухарского яруса (Минакова, 1954) указывают на ненормальную соленость морского бассейна. Отсутствие прослоев гипса и солей исключает предположение о лагунных условиях осадконакопления. Описанный комплекс пород, по-видимому, отлагался в условиях опресненного морского залива.

Выше по разрезу (тасаранская, саксаульская и чеганская свиты) ни в составе породы, ни в характере захороненной в них фауны мы уже не находим признаков, указывающих на ненормальную соленость бассейнов седиментаций.

Тяжелая фракция всех горизонтов морского палеогена (табл. 28, 29, 30) характеризуется лейкоксен-ильменитовой ассоциацией, обогащенной цирконом и метаморфическими минералами. Последние концентрируются в мелкопесчаной фракции и представлены ставролитом, гранатом, силлиманитом, дистеном и андалузитом. Для разрезов Чу характерно присутствие неустойчивых минералов: эпидота, роговой обманки, глаукофана и ромбического пироксена. Почти во всех разрезах отмечены турмалин, рутил, брукит, анатаз. Турмалин нередко присутствует в значительных количествах.

Все минералы тяжелой фракции более или менее хорошо окатаны. Исключение составляют брукит и анатаз, образовавшиеся, по-видимому, в процессе раскристаллизации обломочного лейкоксена.

Таблица 28

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород морского палеогена р. Сарысу (ниже мыса Аяккасаун)

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород морского палеогена р. Сарысу (ниже мыса Аяккасаун)																										
Свита	Район	Порода	№ обр.	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Окислы железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Брунгит и асатас	Апатит	Дистен	Ставролит	Гранат	Андазит	Силлиманит	Группа эндопегматит	Роговая обманка	Пироксен	Корунд	Везувиан	Фосфаты	Аггративные ростки	
Фракция 0,25—0,1 мм																										
Чеганская или саксаульская	Сарысу, скв. 84	Песок мелкозернистый . .	150	0,1	8,9	10,2	4,2	—	4,5	2,0	0,2	—	—	12,0	10,6	0,8	2,6	42,0	1,8	—	—	—	—	—	0,2	—
		То же Глина	151	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		» Песок мелкозернистый . .	152	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Саксаульская	Сарысу	То же Глина	153	0,4	24,2	26,4	38,6	1,3	3,0	0,2	—	0,2	—	0,4	1,9	—	2,3	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—
		» Песок мелкозернистый . .	154	0,3	14,4	24,2	43,6	2,4	2,6	0,4	—	—	—	1,4	3,4	—	2,0	4,6	1,0	—	—	—	—	—	—	—
		» Песок мелкозернистый . .	195	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тасаранская	Река Аксай	Глина	190	»	—	22,5	—	7,1	6,6	0,3	—	—	0,9	1,3	26,0	20,5	—	2,3	3,3	5,6	2,3	—	—	1,3	—	
		» Песчаный цемент из конгломерата . .	189	»	—	61,2	—	2,1	2,1	1,2	3,3	—	—	1,2	10,6	10,6	—	—	4,6	1,2	—	0,3	—	1,6	—	
		Бугор Бурейнак Песок мелкозернистый . .	176	»	—	60,3	—	0,5	4,6	—	0,5	—	0,7	1,2	14,4	2,1	—	0,5	6,7	8,5	—	—	—	—	—	—
Фракция 0,1—0,05 мм																										
Чеганская или саксаульская	Сарысу, скв. 84	Песок мелкозернистый . .	150	0,1	60,2	5,3	4,1	5,5	0,2	9,8	—	—	—	0,4	—	0,8	0,6	0,2	12,9	—	—	—	—	—	—	—
		То же Глина	151	0,6	46,4	9,5	24,3	10,7	0,9	0,9	—	4,1	—	—	2,0	0,2	0,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—
		» Песок мелкозернистый . .	152	Следы	—	+	+	+	+	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Саксаульская	Сарысу	То же Глина	153	0,8	21,6	9,2	31,3	5,8	0,9	3,0	0,2	1,0	—	2,3	0,2	1,2	0,2	0,2	21,6	—	—	—	—	—	—	0,3
		» Песок мелкозернистый . .	154	0,5	26,4	5,0	27,5	12,8	0,3	4,5	—	2,0	—	0,7	0,3	0,8	1,0	0,2	16,5	—	—	—	—	—	—	1,8
		» Песок мелкозернистый . .	195	2,8	—	36,6	—	6,1	2,1	2,7	—	—	—	3,0	2,7	10,3	—	30,3	8,2	—	—	—	—	—	—	—
Тасаранская	Река Аксай	Глина	190	1,0	—	31,5	—	16,0	7,9	1,3	—	—	—	1,9	6,3	9,4	—	—	4,7	3,8	11,3	5,3	0,6	—	—	
		» Песчаный цемент из конгломерата . .	189	2,5	—	39,8	—	23,1	7,6	1,3	0,8	0,8	—	1,3	6,1	4,6	—	—	13,3	1,3	—	—	—	—	—	—
		Бугор Бурейнак Песок мелкозернистый . .	176	2,0	—	26,1	—	28,1	7,4	1,9	1,1	—	—	2,9	10,2	4,1	—	—	14,4	4,1	—	—	—	—	—	—

Минеральный состав (%) тяжелой фракции (0,25—0,05 мм) прибрежных песков
саксаульской свиты р. Чу

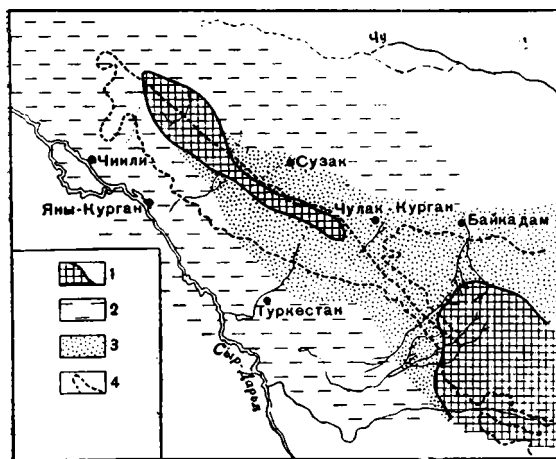
№ обр.	% тяжелой фракции	Ильменит и лейкоксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Брукинг и анатаз	Дистен	Ставролит
28	0,16	41,5	0,3	5,4	0,3	1,1	—	1,7	8,8
36	2,40	44,9	1,9	0,6	0,2	6,0	—	+	0,2
39	0,22	60,5	14,2	1,8	1,8	0,4	—	0,4	3,1
41	0,20	64,2	9,4	4,0	0,8	0,3	—	1,1	8,0
42	0,36	42,4	9,2	1,1	0,8	2,1	0,3	0,6	2,9

Таблица 29 (окончание)

№ обр.	Гранат	Андалузит	Силлиманит	Группа опидота	Роговая обманка зеленая и бесцветная	Тремолит	Глаукофан	Моноклиновый пироксен	Биотит	Целестин	Агрегатные кристаллы
28	0,8	11,3	0,6	21,7	6,5	—	—	—	—	—	—
36	0,6	—	—	26,7	18,5	0,2	—	0,2	—	—	—
39	0,7	0,9	—	15,1	1,1	—	—	—	—	—	—
41	0,5	1,9	—	5,6	1,3	—	—	—	—	0,8	2,1
42	1,8	1,3	+	16,9	20,0	+	+	0,3	0,3	—	—

В основании морских отложений палеогена базальные конгломераты, как правило, отсутствуют. Только в прибортовых частях депрессий появляется базальный галечный горизонт с зубами акул (и) скатов. Но и здесь он имеет незначительную мощность и состоит из гальки устойчивых кремнистых пород палеозоя. Отсутствие базального конгломерата связано с тем, что палеогеновое море затопляло низменные равнины непенепленизированной страны.

Осадки палеогенового моря накапливались при спокойном тектоническом режиме, режиме эпиконтинентального моря и непенепленизированной суши. Казахский щит, по-видимому, не перекрывался палеогеновым морем, море заходило только в Джекказганскую впадину, а в области хребта



Фиг. 40. Смена морских отложений прибрежно-морскими в сузакский и алайский века в области хребта Каратау (по В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховскому)

1 — предполагаемая суша; 2 — глинистые осадки от открытого моря; 3 — прибрежные песчаные отложения; 4 — контур современного хребта Каратау

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород морского палеогена юго-западного склона хребта Б. Каратау

Ярус	№ обр.	Порода	% тяжелой фракции	Рудные минералы	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Бруксит и анатаз	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Бурая шпинель	Биотит	Группа эпидота	Роговая обманка	Хлопчат	Агрегатные зерна	Марказит
Сузакский	739—16	Песчаник тонкозернистый . . .	Фракция 0,25—0,05 мм																	
	244	Опоковидный песчаник . . .	0,34	63,5	4,0	16,2	—	2,3	0,5	1,4	6,3	3,0	1,6	—	—	—	—	0,7	0,5	+
	149—4	Слюдистый песок	Следы	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	+
			0,58	44,0	8,3	17,3	1,2	1,2	1,2	1,8	14,3	2,7	7,1	—	—	0,9	—	—	—	—
Бухарский	39—2	Доломит	0,47	48,9	14,3	12,0	0,9	1,8	0,7	1,6	10,0	5,9	3,4	—	—	0,3	—	—	0,2	—
	17	Серая глина	1,23	87,5	5,8	1,9	0,2	+	0,2	0,2	1,9	1,5	0,1	—	—	—	—	—	0,4	—
Сузакский	739—16	Песчаник тонкозернистый . . .	Фракция 0,05—0,01 мм																	
	244	Опоковидный песчаник	2,47	53,5	24,5	4,7	1,5	3,8	3,5	+	2,9	3,8	1,2	0,3	—	0,3	—	—	—	+
	149—4	Слюдистый песок	0,09	35,3	38,1	4,7	1,7	3,3	6,6	+	4,7	2,8	+	+	0,3	2,5	—	—	—	+
			1,28	69,8	6,4	2,4	1,4	1,4	1,4	—	6,5	2,1	1,4	—	0,3	5,5	1,4	—	—	+
Бухарский	39—2	Доломит .	2,39	51,8	18,4	5,1	1,1	2,8	9,0	0,6	4,5	5,3	1,1	—	—	0,3	—	—	—	—
	17	Серая глина	4,00	86,9	7,3	0,3	0,1	1,1	2,7	+	1,3	0,2	0,4	—	—	—	—	—	—	—

Каратау существовало пологое сводовое поднятие с отдельными островами, где накапливались песчаные, прибрежного типа осадки. Смена прибрежных отложений морскими в нижнем-среднем эоцене происходила в Каратау в месте причленения погребенной части М. Каратау к Чуйской синеклизе (район пос. Сузак), а на юго-западном склоне хребта примерно на расстоянии 10—15 км от подножия гор (район пос. Атабай, фиг. 40). см. стр. 74).

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ КАОЛИНОВАЯ АВТОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ ПАЛЕОГЕНА И ВЕРХОВ ВЕРХНЕГО МЕЛА

Среди каолиновой пестроцветной формации, развитой в палеогене в северной половине района, выделяются четыре подформации: бокситоносная, железистая, железисто-кремнистая и лигнитоносная.

Бокситоносная каолиновая подформация палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела

Бокситоносная каолиновая подформация развита во внутренних впадинах Казахского щита. В Тенгизской впадине это аркалыкская свита (палеоцен-эоцен), а в Джезказганской — джартасская свита (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела).

Аркалыкская свита Тенгизской впадины, ее фациальные изменения и продукты выветривания

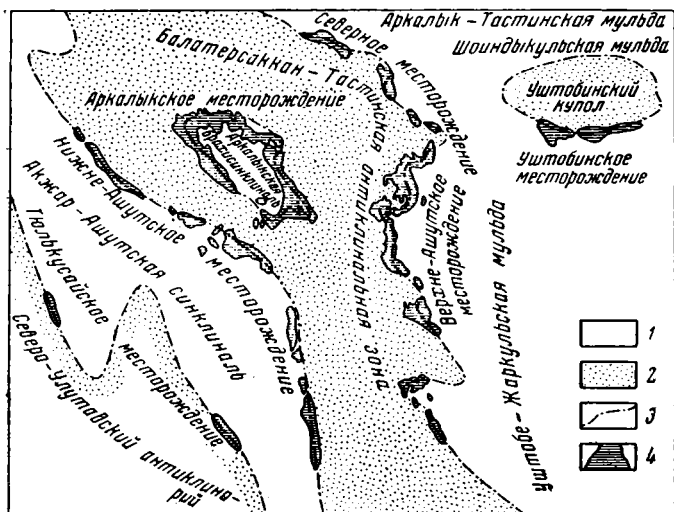
В пределах Казахского щита бокситоносные отложения аркалыкской свиты тяготеют к окраинам Тенгизской впадины. Здесь они выполняют мелкие и глубокие эрозионные (Амангельдинское месторождение), а также карстовые (Софиевское месторождение) депрессии, погребенные под олигоцен-миоценовыми отложениями, а в бортах олигоцен-миоценовых котловин и на участках с размытым рыхлым покровом встречаются в виде эрозионных останцов (месторождения Целиноградского района).

Наиболее полно весь комплекс бокситоносных отложений вскрыт на Амангельдинском бокситорудном месторождении, расположенном в шоиндыкульской части Тенгизской впадины. Здесь бокситоносные отложения залегают в мелких пологих западинах и в глубоких долиненной формы депрессиях. Мощность этих отложений соответственно колеблется от 5—10 до 50—120 м.

Бокситоносная толща сложена красными, белыми и фиолетовыми каолиновыми глинами, вмещающими прослой и линзы бокситов, кварцевых песков с каолиновым цементом и углистых глин (глубокие депрессии), или красными, сильно железистыми бокситами (мелкие депрессии). Бокситы принадлежат к гидраргиллитовому типу и представлены каменистыми и глинистыми разностями.

Амангельдинское бокситовое месторождение чрезвычайно сложно по своей морфологии и характеру рудной толщи. Карта изогипс подошвы бокситорудной толщи (Лисицына, 1958; Пасова, 1959) и характер строения погребенного палеозоя указывают на чрезвычайно сложный характер дорудного рельефа. Бокситоносные отложения выполняют глубокие, линейно вытянутые впадины и целый ряд более мелких западин.

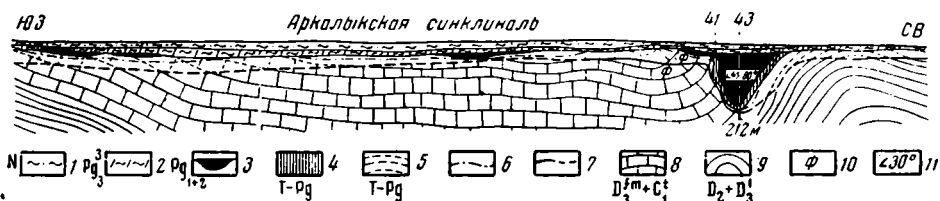
Данные о составе пород погребенного палеозоя и расположение депрессий в плане (Тюрин, 1958) показывают, что линейные депрессии слагают структурную долину (фиг. 41, 42), образовавшуюся в основном эрозионным путем, возможно, при некотором участии карстовых процессов



Фиг. 41. Структурно-литологическая схема Главного рудного поля Амангельдинского бокситорудного района (по Б. А. Тюрину, 1958)

- 1 — карбонатная свита ($D_2^3 - C_1^1$) и более молодые свиты ($C_1^{12} - C_1^{v1-2}$);
 2 — красноцветная конгломератово-песчано-сланцевая толща ($D_2 - D_3^1$);
 3 — зона контакта сланцев и карбонатных пород на поверхности складчатого фундамента; 4 — бокситорудная свита

(Волков, 1958; Тюрин, 1958), хотя подстилающие бокситы известняки обычно отделены от бокситоносных отложений мощной толщей глин и, как правило, не несут каких-либо признаков растворения. Структурная



Фиг. 42. Геологический разрез через северо-восточный край Аркалыкского месторождения бокситов (по Н. А. Лисициной, 1958)

- 1 — неоген, зеленые гипсоносные глины; 2 — олигоцен, пестроцветные глины; 3 — палеоцен-эоцен, бокситоносные породы; 4, 5 — триас-палеоген, породы коры выветривания: 4 — зона каолиновых глин с примесью гидрослюд, 5 — зона гидрослюдистых глин с примесью каолинита в верхней части; 6 — приблизительная граница нижней и верхней зон коры выветривания; 7 — нижняя граница коры выветривания, прослеженная и предполагаемая; 8 — фаменский ярус верхнего девона и турнейский ярус нижнего карбона, известняки и доломиты; 9 — средний девон и франкий ярус, песчаники и сланцы; 10 — места нахождения фауны; 11 — углы падения слоев

долина приурочена к подошве фаменских известняков и проходит по горизонту углистых аргиллитов, очевидно, менее прочных, чем известняки и подстилающие их песчано-глинистые красноцветы франского яруса (фиг. 41, 42). Поперечное сечение долины асимметричное: крутой борт сложен карбонатными породами, а более пологий — глинами коры выветривания (Тюрин, 1958). Глубина долины достигает 50—120 м, шири-

на — 500 м. Более мелкие западины, по-видимому, отражают более мелкую эрозионную сеть. Подземный рельеф в целом отличается большой сложностью и напоминает рельеф мелкосопочника.

Толкование глубоких депрессий как структурной долины может вызвать возражения в связи с тем, что крутые, часто вертикальные стенки глубоких депрессий сложены не только известняками, но и глинистыми



Фиг. 43. Обрывы высотой 60 м, сложенные глинистыми алевроитами сеномана на р. Сарысу, севернее лога Аксай. Фото Н. А. Константиновой

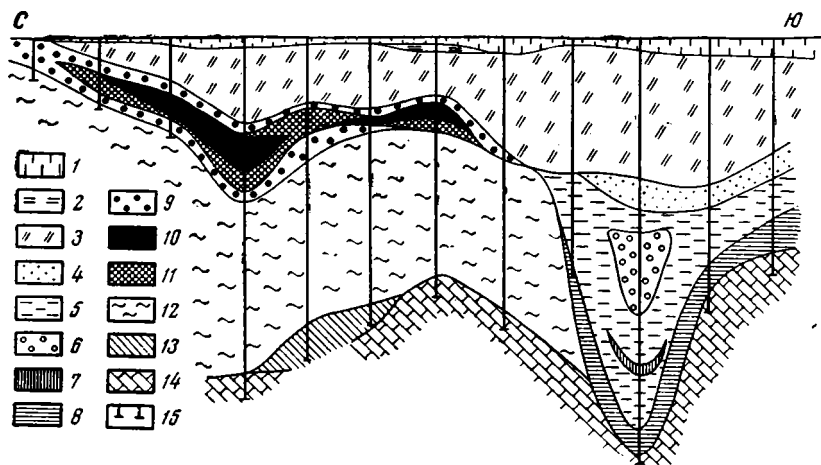
породами коры выветривания. Однако хорошо известно, что глубокие каньонообразные овраги очень часто образуются в глинистых толщах в условиях относительно сухого климата (фиг. 43). По данным К. В. Боголепова (1958), бокситы Енисейского края, аналогичные амангельдинским бокситам по возрасту, образовались в условиях мены аридных условий на гумидные.

Все исследователи отмечают большое различие в строении бокситоносной толщи глубоких структурных долин и мелких депрессий (фиг. 44). Разрез глубоких депрессий, помимо большей мощности отложений (до 50—120 м), отличается большей сложностью и включает в свой состав ряд более древних горизонтов, отсутствующих в участках между этими депрессиями. В составе руд преобладают мало-железистые сухарные и глиноподобные бокситы, иногда весьма высокого качества. Мелкие же депрессии характеризуются плащеобразным залеганием бокситоносной

толщи и сложены сильно железистыми рыхлыми и каменистыми бокситами. Мощность бокситоносных отложений не превышает здесь 5—10 м.

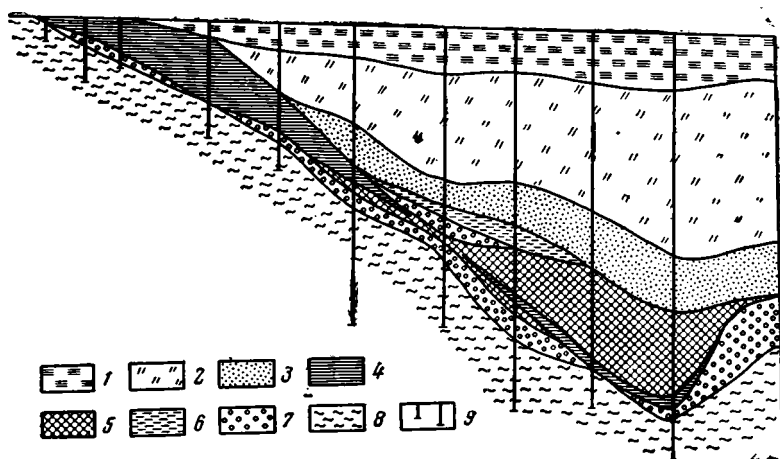
Естественно, что различия между этими двумя крайними типами разрезов не всегда можно провести, имеются разрезы промежуточного характера (фиг. 45). Тем не менее, различия между глубокими и мелкими депрессиями выступают вполне отчетливо и показывают, что можно выделить две стадии погребения дорудного рельефа: а) стадию, когда выполнялась глубокая структурная долина, и б) стадию, когда осадочный покров приобрел плащеобразный характер (фиг. 41, 42 и 44). Очевидно, в период общего погружения страны сначала заполнилась долина, а выполнение мелких депрессий, судя по их плащеобразной форме, могло происходить только в период, когда Казахский щит был достаточно выравнен.

Погружение района привело к подпору долины с молодыми формами рельефа, в результате чего привнос материала стал превышать вынос, и долина начала постепенно заполняться. В отложениях первой стадии трудно выделить типичный аллювий, так как каньонообразная структурная долина в значительной степени заполнялась материалами оползней, оплывин и делювий, поступающими со склонов. Поэтому осадки глубоких долинных депрессий часто совершенно неотличимы от глин коры выветривания, слагающих борта депрессии, и нередко содержат наряду с третичной пылью палеозойскую фауну (Лисицина, 1958.). Только в



Фиг. 44. Разрез пологой и глубокой долиной депрессии (северная часть Аркалыкского месторождения). (По данным ГРП)

1 — четвертичные суглинки; 2 — глины зелено-серые, гипсоносные (аральская свита); 3 — глины пестроцветные (акжарская свита); 4 — пески кварцевые с каолиновым цементом (аркалыкская свита); 5 — глины светлоокрашенные; 6 — глины бокситовидные; 7 — бокситы маложелезистые; 8 — глины углистые; 9 — глины красные бокситовидные; 10 — бокситы железистые, каменные; 11 — бокситы железистые, рыхлые; 12 — глины розовые; 13 — глины черные; 14 — известняки фаменского яруса; 15 — горные выработки



Фиг. 45. Разрез промежуточного типа (западная часть Аркалыкской депрессии). (По данным ГРП)

1 — глины зелено-серые, гипсоносные (аральская свита); 2 — глины пестроцветные (акжарская свита); 3 — пески кварцевые с каолиновым цементом (аркалыкская свита); 4 — каменные железистые бокситы; 5 — рыхлые бокситы; 6 — дисперсные глины; 7 — бокситовидные глины; 8 — глины коры выветривания; 9 — горные выработки

отдельных западинах между скоплениями этого материала создавались благоприятные условия для бокситообразования. Подобные же условия иногда появлялись и в отдельных западинах вне структурной долины.

Для второй стадии характерно широкое развитие песчано-глинистых пород. Слабая сортировка материала, в частности слабое отделение песка от глины, показывает, что материал был перенесен на небольшое расстояние. Бокситы здесь представлены сильно песчанистыми, богатыми железом породами.

Чрезвычайно резко выраженная приуроченность бокситов Амангельдинского месторождения к контакту с фаменскими известняками позволяет думать, что роль известняков здесь была не только структурной. Можно предполагать, что жесткие подземные воды, просачивавшиеся из известняков, как-то влияли на осаждение бокситов. Бокситы, по-видимому, представляют собой химический осадок, выпавший при взаимодействии глиноземистых вод с карбонатными водами, поступающими из известняков.

Широкое развитие в бокситах бобово-обломочных и брекчиевидных структур (Пасова, 1958) свидетельствует о том, что химический осадок сразу твердел, а в местах перемыва, как и в рифах, накапливались породы обломочной структуры. Но образование обломочных структур, по-видимому, связано не только с размывом осадка, но и с его растрескиванием при высыхании и с последующей цементацией при новом обводнении.

Возраст бокситоносных отложений аркалыкской свиты определяется по пыльцевым спектрам, обнаруженным в углистых глинах среди бокситоносных отложений глубоких депрессий. Пыльцевые спектры очень своеобразны и имеют общие формы как с нижнетретичными, так и с верхнемеловыми отложениями. Поэтому одни авторы относят аркалыкскую свиту к верхнему мелу (Барбашинова, 1954), другие — к низам палеогена (Заклинская, 1955; З. К. Жученко). В настоящей работе принимается точка зрения последних авторов.

Красные железистые бокситы мелких депрессий, по аналогии с бокситами глубоких депрессий, также считаются палеоцен-эоценовыми, хотя, по-видимому, имеют более молодой возраст или синхронны верхним песчаным горизонтам бокситоносной толщи глубоких депрессий (см. фиг. 44).

Судя по палинологическим данным, климат в период накопления бокситоносной толщи был жарким, переменнно-влажным, возможно, субтропическим (Заклинская, 1955). Осадочный генезис бокситоносных отложений доказывается присутствием прослоев углистых глин и бокситов с пылью палеоген-эоценового возраста и обломочной структурой некоторых разностей бокситов.

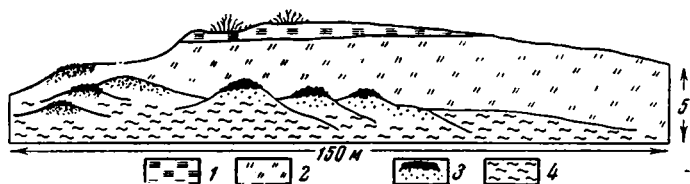
Бокситоносные отложения аркалыкской свиты автором детально не изучались, так как этому вопросу посвящены специальные исследования Н. А. Лисицыной (1958) и Ф. Г. Пасовой (1958). В целях же общей характеристики свиты автором были изучены по шурфам и скважинам разрезы отдельных частей Аркалыкского участка Амангельдинского месторождения.

Бокситоносные отложения описываемой свиты обнаруживают значительные фациальные изменения на площади. Проследим эти изменения в разрезе депрессии Аркалыкского участка от краевых и прибортовых ее частей к глубоким.

Разрез бокситоносной толщи пологих депрессий. На правом берегу речки Аркалык бокситы и красные глиноземистые железняки выходят на поверхность. Здесь они лежат на коре выветривания пород франского яруса, слагая вершины останцовых сопок и гряд, и обнаружи-

вают следующее строение. Верхи пласта слагают желто-красные каменистые бокситы мелкобобовой структуры. Вниз по разрезу они сменяются красным глиноземистым железняком крупнобобового (вверху) и червевидного (внизу) строения. В основании пласта иногда залегает черный ноздреватый железняк мощностью до 0,5 м. От подошвы пласта местами отходят жилы красного железняка мощностью до 0,1—0,15 м. По речке Аркалык эти жилы прослеживаются в коре выветривания пород франского яруса на глубину 1—1,5 м от поверхности. Общая мощность бокситового горизонта здесь не превышает 1—1,5 м.

В направлении от краев в глубь депрессии бокситоносные породы полого погружаются и уходят под покров пестроцветных глин акжарской свиты (фиг. 44 и 46). Здесь бокситоносная толща, как и в краевых



Фиг. 46. Выходы красных глиноземистых железняков аркалыкской свиты по р. Ашут (рис. И. А. Косоровой)

1 — глины зелено-серые, гипсоносные (аральская свита, 1—2 м); 2 — глины пестроцветные (акжарская свита, 2—3 м); 3 — красные глиноземистые железняки и бокситы (развалы пласта); 4 — кора выветривания пород палеозоя (1 м)

частях депрессии, целиком сложена железистым бокситом и красным глиноземистым железняком, но мощность ее достигает уже 5—10 м. Вверху преобладают железистые бокситы мелкобобового и желвакового строения, внизу — красные глиноземистые железняки червевидной и бобово-червевидной структуры.

В основании бокситоносной толщи лежат бесструктурные рыхлые каолиновые глины мощностью 0,5—1 м, включающие стяжения черного или табачно-бурого ноздреватого железняка или красной глинисто-железистой яшмовидной породы (аналог горизонта черных ноздреватых железняков предыдущего разреза). Размер железистых стяжений достигает 0,2—0,4 м. В подошве бокситоносной толщи по-прежнему лежат красные каолинизированные песчаники, алевролиты и аргиллиты франского яруса.

Таблица 31

Химический состав (в %) основных разновидностей бокситов и глин аркалыкской свиты (по данным Е. М. Великовской и А. Н. Волкова)

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O ^{105°}	П. п. п.	Сумма
Светло-желтый мелкобобовый боксит	2,83	2,45	58,23	3,94	1,08	30,77	99,30
Красновато-желтый бобовый боксит	3,92	2,16	45,75	23,21	1,02	24,32	100,38
Боксит кирпично-красный бобово-червевидной структуры	2,41	3,36	35,70	38,06	1,34	19,16	100,03
Бокситовая глина . . .	22,07	1,62	31,44	29,51	0,91	13,62	99,17
Белый боксит	4,18	3,36	60,70	0,81	0,80	30,39	100,24
Каолиновая глина . . .	41,44	3,35	36,23	2,59	2,62	14,30	100,53

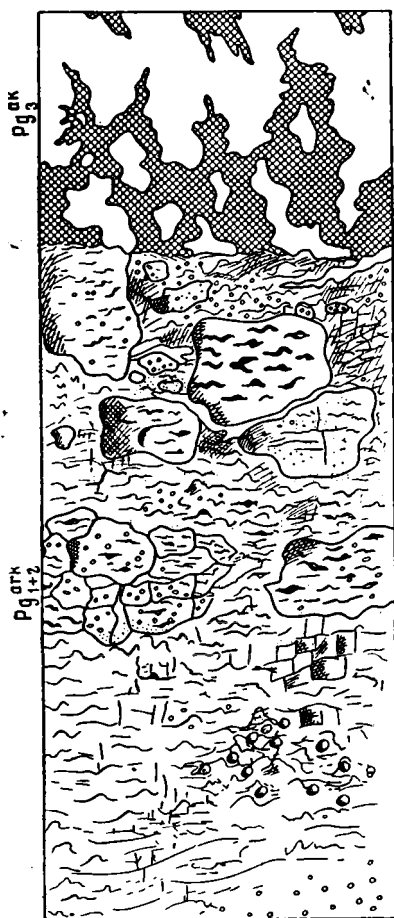
В отличие от предыдущего разреза бокситовая толща здесь сильно выщелочена и превращена в типичный глинистый элювий, сохранивший бобовую структуру и красную окраску бокситовых пород. Каменистые бокситы сохранились лишь в виде отдельных остаточных линз и гнезд. Отдельные

участки бокситоносной толщи переработаны еще более интенсивно и превращены в галлуазит-каолининовые глины. Кое-где наблюдаются пятна обеления.

Каменистые бокситы залегают среди рыхлых бокситов и бокситовидных глин в виде разрыхленных по краям остаточных глин (фиг. 47) и линз, разбитых на более или менее крупные глыбы и куски или в виде мелкощебенчатой массы. Каменистые бокситы представлены желто-красными и кирпично-красными каменистыми породами (табл. 31), очень твердыми и крепкими бобового и бобово-червевидного строения. Породы имеют стекловатый блеск и с трудом раскалываются молотком. Бобовины окрашены в темно-бурый, иногда черный цвет и в некоторых случаях обнаруживают концентрическое строение. Обычно бобовины преобладают над цементом, но встречаются разности, где преобладает цемент. Изредка встречаются брекчиевидные и яшмовидные бокситы. Более детальное описание бокситов Амангельдинского месторождения можно найти в работе Ф. Г. Пасовой (1958).

Под микроскопом в железистых бокситах речки Аркалык обнаруживается примесь кластических зерен кварца. Крупные бобовины образованы непрозрачным агрегатом окислов железа или группой мелких гидраргиллитовых бобовин, заключенных в общую оболочку. Железистые бобовины однородны по структуре или испещрены прожилками гидраргиллита. В виде включений в них встречаются псевдоморфозы кристаллического гидраргиллита по обломочным зернам кварца. Основная масса боксита сложена криптокристаллическим агрегатом гидраргиллита микробобового строения, относительно маложелезиста и часто со-

держит участки колломорфного сложения. В некоторых разностях железистых бокситов, как в крупных бобовинах, так и в основной массе, сохранились остаточные зерна кварца, разбитые на сегменты прожилками гидраргиллита (фиг. 48); чаще зерна кварца целиком замещены хорошо раскристаллизованным агрегатом гидраргиллита. Процесс замещения кварца гидраргиллитом в амангельдинских бокситах описан Н. А. Лисицной (1956). Как замещение кварца гидраргиллитом, так и образование бобовых структур в бокситах Амангельдинского месторождения



Фиг. 47. Строение бокситоносной толщи неглубоких частей Аркалыкской депрессии. Видны глыбы каменистого боксита в разрыхленной глинисто-щебенчатой массе (Pg_{1+2}^{arc}). В кровле лежат пестроцветные глины акжарской свиты с гнездами коричнево-бурого рыхлого железняка (Pg_{3}^{ak})

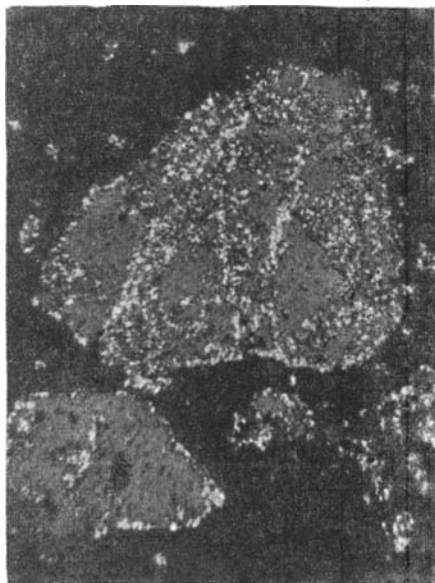
связано, по-видимому, с диагенетическим перемещением вещества внутри рудной толщи (Страхов, 1953). В краях глыб и по трещинам каменистые бокситы часто обелены. Обеленные бокситы представлены каменистой белой породой, иногда с фишашково-зеленым оттенком, включающей плотные или рыхлые железистые бобовины. Последние легко высыпаются, в связи с чем порода на выходах приобретает коздреватое сложение.

Каменистые бокситы связаны с рыхлыми бокситами и бокситовыми глинами постепенными переходами. Местами хорошо видно, что красный каменистый боксит в краях глыб рыхлеет и постепенно переходит в красные бобовые глины.

Рыхлые порошковые и глинистые бокситы представлены породами кирпично-красного, красновато-белого и белесо-бурого цвета крупнобобового и желвакового, а в нижних горизонтах — бобово-червевидного и червевидного строения. Такие породы легко разламываются руками и распадаются при лежании в отвале или при ударе молотком на мелкие корявые кусочки и бобовины или рассыпаются в пылеватую глинистую массу и белесо-бурые плотные бобовины и желваки.

Бокситы тяготеют к верхним горизонтам разреза (см. фиг. 47). Под рыхлыми и глинистыми бокситами, или перемежаясь с ними, залегают бокситовидные глины кирпично-красного, палевого, желто-белого и снежно-белого цвета. Глины довольно разнообразны по структуре. Белые разности глин имеют ясно выраженное бобовое строение, а в глинах палевого и кирпично-красного цвета наблюдаются бобовины и пятна бархатисто-коричневого цвета размером в 1—2 мм, или розоватые угловато-очерченные пятна, придающие глине брекчиевидный облик. Состав глин галлуазит-каолининовый. Под микроскопом хорошо видно, что эти глины представляют собой продукты разрушения бокситовых пород. Поэтому среди глинистой массы галлуазит-каолининового состава под микроскопом постоянно различаются остаточные участки боксита, а сама глинистая масса сохраняет реликты бобовой структуры (см. ниже описание выветрелых пород). В слабо пелитизированных разностях бокситов отчетливо заметно, что галлуазит развивается по гидраргиллиту. Обеленные участки распределены в бокситоносной толще неравномерными пятнами, имеют округлые или лапчатые очертания и часто вытянуты в вертикальном направлении. В кровле толщи гнезда снежно-белой галлуазит-каолининовой глины местами метасоматически замещены серовато-белой вязкой каолиновой глиной, утратившей реликты бобовой структуры. Очевидно, в поверхностной зоне галлуазит неустойчив и переходит в каолинит.

Разрез бокситоносной толщи глубоких депрессий (см. фиг. 44) существенно отличается от разреза пологих депрессий и схематически рисуется в следующем виде. На коре выветривания черных пири-



Фиг. 48. Зерно кварца, замещенное по трещинам гидраргиллитом, в боксите. Увел. 108, ник.+

тизированных аргиллитов фаменского яруса, по Ф. Г. Пасовой (1959), залегает подрудная толща мощностью до 50 м, представленная серыми тонкослоистыми гидрослюдистыми алевритовыми глинами, в верхних горизонтах выветрелыми и превращенными в пестроцветные каолиновые глины.

На глинах подрудной толщи или непосредственно на коре выветривания пород фаменского яруса лежат бокситоносные отложения, представленные белыми, фиолетовыми и розово-белыми маркированными каолиновыми глинами с линзами маложелезистых бокситов. Бокситы и глины переслаиваются друг с другом, образуя вытянутые линзы, в связи с чем структура бокситоносной толщи меняется на коротком расстоянии. В основании толщи встречаются прослои углистых глин и углисто-глиноземистых пород. Суммарная мощность кондиционных руд достигает 50—60 м, а суммарная мощность бокситоносной толщи 120—150 м (Тюрин, 1956). В составе руд преобладают маложелезистые рыхлые и глинистые бокситы, иногда весьма высокого качества.

Кроме обычных разновидностей бокситов Ф. Г. Пасовой (1958), описаны углистые бокситы и углисто-глиноземистые породы, представляющие собой легкие темно-серые и черные породы, макроскопически очень сходные с углями и лигнитами. Иногда среди углистых бокситов встречаются и каменные разности.

Каолиновые глины, вмещающие бокситы, весьма разнообразны по структуре. Одни разности имеют чешуйчатое сложение и содержат не до конца каолинизированные листочки мусковита. Другие высокодисперсны, почти изотропны и нередко содержат в виде включений червевидные кристаллы каолинита, образовавшиеся, вероятно, в процессе раскристаллизации дисперсных глинистых агрегатов. Наконец, третьи разности неотличимы от глин коры выветривания и иногда содержат палеозойскую фауну (Лисицына, 1958₁). Каолиновые глины имеют примесь кластического кварцевого материала и нередко переходят в глинистые пески и алевриты. Зерна кварца слабо окатаны, разнообразны по размеру и нередко, как обычно в глинах, заметно корродированы вмещающей каолиновой массой.

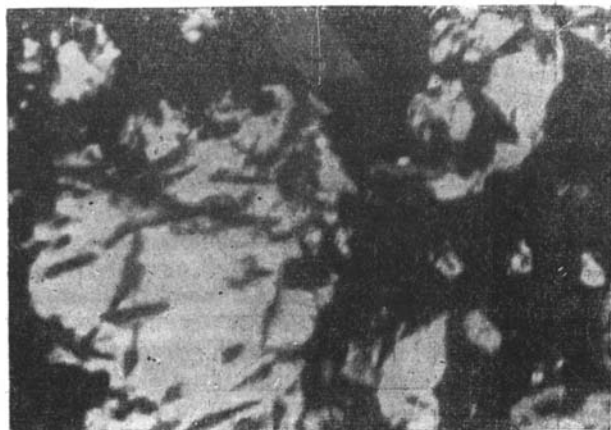
В кровле бокситорудной толщи залегают глинистые пески и песчаные каолиновые глины мощностью до 30 м (см. фиг. 44 и 45). Эту пачку пород автор (Разумова, 1958₁) в свое время сопоставлял с наурзумской свитой верхнего олигоцена. Однако этому противоречит микроструктура глин. Судя по характеру глинистых агрегатов и своеобразной источенности кварцевых зерен, эта пачка глинистых песков входит в состав бокситоносной толщи. Глинистые равномерно- или разнотельные пески верхней пачки состоят из довольно хорошо окатанных зерен кварца, своеобразно источенных каолиновым агрегатом (фиг. 49).

Основная глинистая масса весьма однородна по структуре, высокодисперсна и, как видно на электронной микрофотографии, состоит из хорошо образованных псевдогексагональных кристалликов каолинита аутигенного характера (фиг. 50).

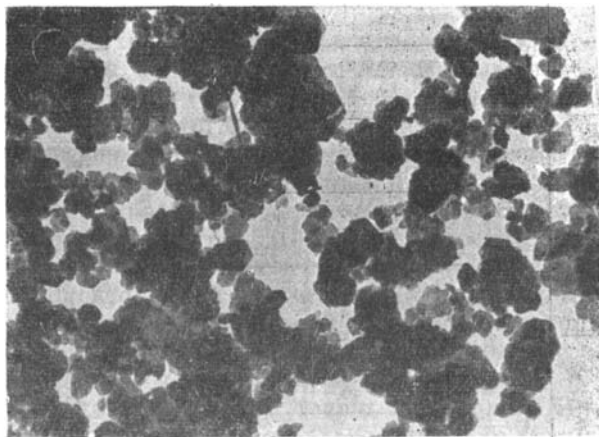
Тяжелая фракция песков сложена устойчивыми минералами, преимущественно титанистыми: ильменитом, лейкоксеном, брукитом и анатазом; постоянно присутствуют циркон и турмалин. Примесь метаморфических минералов (ставролита, граната и андалузита), как правило, незначительна, а неустойчивые минералы (эпидот) встречаются в виде единичных зерен (табл. 32).

Коррозия кварцевых зерен в песках выражена чрезвычайно резко и несомненно необычна по своей морфологии. Глинистые прожилки проникают в зерна кварца с двух сторон и располагаются параллельно друг другу, как будто у кварца есть трещинки спайности (см. фиг. 49). Коррозия

кварца агрегатом каолинита в глинистых песках, возможно, соответствует замещению кварца в бокситовых слоях гидраргиллитом. Но поскольку приток глиноземистых растворов, очевидно, был незначителен, глиноземистые растворы взаимодействовали с кварцем с образованием глинистых



Фиг. 49. Кварц, кружевовидно источенный дисперсным каолиновым агрегатом в песчанистых глинах аркалыкской свиты (р. Нижний Ашут). Увел. 108, ник.+



Фиг. 50. Электронная микрофотография дисперсной каолиновой глины из нижних горизонтов аркалыкской свиты (обр. 77—13), р. Ашут. Видны идиоморфные, хорошо образованные псевдогексагональные кристаллики каолинита. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

продуктов, образования же гидраргиллита не происходило из-за отсутствия избытка глинозема.

Аналогичный по характеру и морфологии процесс замещения кварца каолиновым агрегатом описан Н. А. Лисицыной (1957) и в коре выветривания палеозойских пород, слагающих борта бокситорудной депрессии. Поэтому не исключено, что коррозия кварца каолиновым агрегатом в бокситоносной толще связана с более поздними гипергенными процессами и ничего общего с бокситообразованием не имеет. Имеющийся материал по

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций глинистых песков аркалыкской свиты (речки Нижний Ашут, Акжар, Аркалык)

№ обр.	Район	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Магнетит	Окислы железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Брукинг и анагаа	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Сидлиманит	Группа эпидота	Барит	Агрегатные сростки
Фракция 0,25—0,1 мм																		
49—6	Нижний Ашут, скв. 3712	0,05	0,4	77,0	—	0,4	8,3	10,0	3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59—4	Акжар, скв. 4237 . .	0,08	40,2	42,2	—	0,7	1,4	8,3	0,4	1,8	0,7	—	—	2,2	—	0,7	—	1,4
69—2	Аркалык, скв. 3310	0,01	3,5	34,1	2,4	9,4	7,0	38,8	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	1,2
78—3	Нижний Ашут, скв. 4402	0,21	18,5	67,7	—	—	3,5	6,3	0,4	2,0	—	—	—	1,6	—	—	—	—
77—13	Нижний Ашут, скв. 4413	0,12	46,9	41,6	—	—	1,1	3,0	+	2,2	—	—	—	4,8	—	—	—	0,4
Фракция 0,1—0,05 мм																		
49—6	Нижний Ашут, скв. 3712	0,84	+	18,6	+	+	38,1	7,8	0,9	34,6	—	—	—	—	—	—	—	—
59—4	Акжар, скв. 4237 . .	0,59	31,1	25,1	—	2,5	16,0	8,5	0,5	15,7	—	0,3	0,3	+	+	—	—	—
69—2	Аркалык, скв. 3810	0,82	+	5,1	+	+	38,7	4,9	1,8	49,5	—	—	—	—	—	—	—	—
78—3	Нижний Ашут, скв. 4402	0,83	4,2	28,5	—	+	20,8	5,6	0,9	39,1	—	0,3	—	0,3	—	0,3	—	—
77—13	Нижний Ашут, скв. 4413	0,80	11,5	50,0	—	—	13,2	3,0	1,3	20,4	—	—	+	0,6	—	+	—	—

позволяет пока сказать, какой из этих двух процессов имеет решающее значение.

Бокситоносная толща глубоких долинных депрессий сильно обелена и разрыхлена. Поэтому встречающиеся здесь линзы бокситов обычно заключены в «рубашку» из бокситовых и каолиновых глин (Гюрин, 1956), а сами породы часто несут следы обеления: окрашены в белый цвет, хрупки и сильно пачкают руки. Глины часто содержат каолинизированные листочки мусковита и пакеты аутигенного каолинита. Интересно отметить, что галлуазит-каолинитовые глины, широко развитые среди продуктов разрушения железистых бокситов мелких депрессий, здесь не были отмечены. Бокситы глубоких долинных депрессий, очевидно, были изменены только до образования обеленных, разрыхленных пород.

Литологическое сходство пород бокситоносной толщи с породами коры выветривания в значительной степени обусловлено наложенными процессами выветривания, или катагенеза. Эти процессы привели к тому, что бокситоносные отложения и породы каолиновой зоны коры выветривания палеозойских пород, слагающие борта депрессии, часто имеют одинаковые структуры и содержат графически источенные зерна кварца. В результате граница между осадочной бокситоносной толщей и корой выветривания стирается, и эти две толщи кажутся связанными между собой постепенными переходами. При этом, поскольку подошва выветрелой зоны лежала ниже бокситоносной толщи, то выветриванием оказались захваченными и верхние горизонты подрудной толщи. Поэтому серые гидрослюдистые глины подрудной толщи в верхних горизонтах превращены в пестроцветные каолиновые глины (Пасова, 1959).

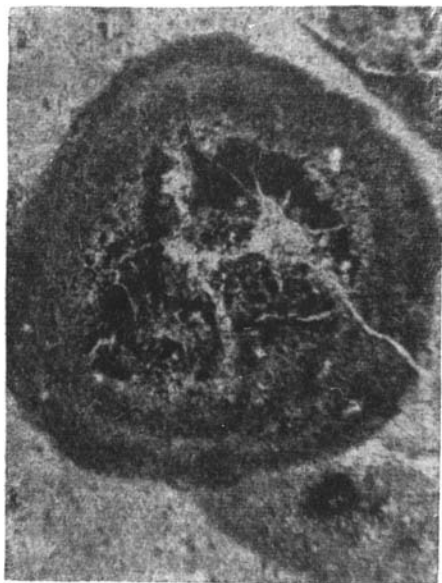
Однако большое сходство пород бокситоносной толщи с породами коры выветривания нельзя целиком отнести за счет вторичных, гипергенных процессов. Нужно сказать, что бокситы Амангельдинского месторождения очень своеобразны. С одной стороны, это безусловно осадочные образования. Это доказывается тем, что бокситоносная толща содержит прослои углистых глин и углисто-глиноземистых пород, вмещающих пыльную палеоцен-эоценового возраста, а бокситовые породы нередко обнаруживают обломочно-бобовую структуру. С другой стороны, глины, вмещающие бокситы, часто практически неотличимы от глин коры выветривания, слагающих борта бокситорудной депрессии. Поэтому бокситоносные отложения Амангельдинского месторождения напоминают латериты. Эти особенности бокситоносных отложений Амангельдинского месторождения обусловлены своеобразием условий их накопления.

Сходство глин бокситоносной толщи с породами коры выветривания бортов депрессии, как уже было отмечено выше, объясняется тем, что крутостенная каньонообразная долина лежала в рыхлых породах. При этих условиях склоны должны были постоянно оплывать и оползать. Поэтому осадки долины постоянно смешивались с непереработанным материалом склонов.

Процессы выветривания. Попытаемся разобрать процессы выветривания, приведшие к обогащению (обелению), а иногда и к разубоживанию (ресилификации) бокситоносной толщи Амангельдинского месторождения. В железистых бокситах правобережья речки Аркалык отчетливо вырисовываются два наложенных процесса выветривания: 1) наиболее ранний процесс эоцен-олигоценовый и 2) более поздний — верхне-олигоценовый.

1. Эоцен-олигоценовый процесс выветривания, отвечает, по-видимому, эпохе образования пестроцветной каолиновой формации среднего-верхнего олигоцена. С этой эпохой связано обеление верхних горизонтов древней коры выветривания (Разумова, 1956) и каолинизация глин

чеганской свиты (Бер, 1954; Михайлов, 1954). Этот процесс, вероятно, захватывал низы олигоцена и эоцен. Не исключено, что данный процесс связан не с элювиальным процессом, а обусловлен катагенезом подземных вод, так как наиболее резко проявляется в глубоких долинных депрессиях. С. И. Бенеславский (1959), рассматривая разложение бокситов Амангельдинского месторождения, также придает большое значение грунтовым водам.



Фиг. 51. Обеленные железистые бокситы с остаточным лейкоксеновым пигментом на месте крупной железистой бобовины. Увел. 54, ник. ||

При эоцен-олигоценовом выветривании происходил вынос окислов железа и фиксация в осадках двуокиси титана, гидраты глинозема этот процесс не затрагивал. В бокситах Амангельдинского месторождения титан, по-видимому, входил в состав окисных соединений железа, слагающих как крупные железистые бобовины, так и неправильной формы участки в основной массе боксита. При выщелачивании окислов железа титан высвобождался и в виде дисперсных частиц лейкоксена пропитывал обесцвеченный агрегат гидрагиллита.

Эоцен-олигоценовый процесс выветривания захватил бокситоносные отложения как мелких, так и глубоких депрессий.

Красные железистые бокситы мелких депрессий под влиянием этого процесса были разрыхлены, но сохранили красную окраску, так как окислы железа были удалены из них не целиком. Полностью здесь обелены только отдельные участки, имеющие вид неясно очерченных, гор-

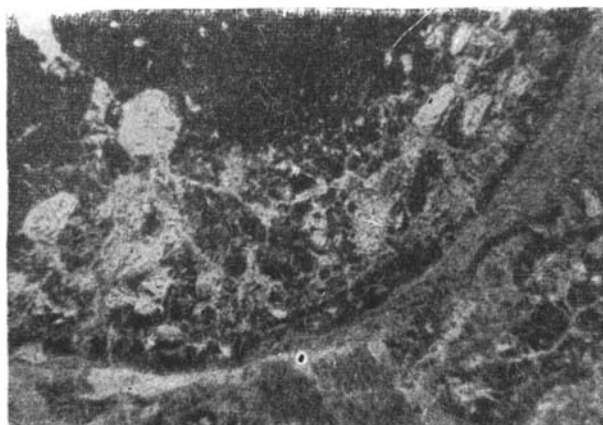
зонтально вытянутых полос и пятен протяженностью до 1,5—2 м и шириной до 0,5 м.

Под микроскопом видно, что в разрыхленном до глины красном железистом боксите бобовая структура сохранилась, но окислы железа частично вынесены. Поэтому отдельные участки породы заметно осветлены, а крупные железистые бобовины сложены уже не компактным непрозрачным железистым агрегатом, а сильно разрыхленной охристой массой губчатого строения. В то же время бобовины сложного, железо-глиноземистого состава сохраняются в виде обеленного остаточного гидрагиллитового агрегата, пигментированного лейкоксеном (фиг. 51). Лишь в обеленных гидрагиллитовых бобовинах кое-где еще сохранились красные окислы железа. Они имеют вид неясно очерченных остаточных пятен с размытыми контурами. Выщелачивание окислов железа из крупных железистых бобовин идет от периферии к центру (фиг. 52), осветление основной цементирующей массы протекает неравномерно, пятнами. При этом основная масса, как менее железистая, часто осветляется раньше бобовин.

В результате этого процесса железистые бокситы распадаются на рыхлую массу, а сильно глиноземистые разности, благодаря плотному каркасу из гидратов глинозема, обеляясь, сохраняют каменистое сложение.

В бокситоносных отложениях глубоких долинных депрессий эоцен-олигоценовый процесс выветривания выражен также очень резко. Здесь

с ним связано как обеление глинистых и песчано-глинистых пород, вмещающих бокситы, так и самих бокситов. Соответственно этому глины бокситоносной толщи разрыхлены, окрашены в белые и бледные краснова-

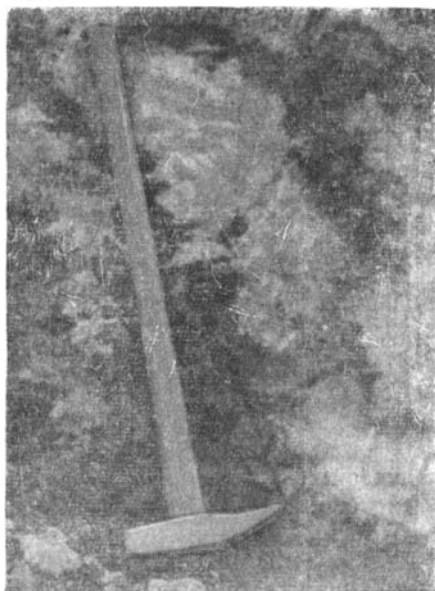


Фиг. 52. Осветленная по краям крупная железистая бобовина в выветрелом железистом боксите. Увел. 108, ник. ||

тые и фиолетовые тона, содержат пачки аутигенного каолинита и псевдоморфозы каолинита по мусковиту. Бокситы также представлены преимущественно выщелоченными мало железистыми разностями и часто заключены «в рубашку» из бокситовых и бокситовидных глин. Возможно, что малая железистость бокситов глубоких депрессий в значительной степени обусловлена вторичными процессами. Большая выщелоченность бокситов глубоких депрессий по сравнению с бокситами мелких депрессий, возможно, связана с более интенсивным поступлением в глубокие части депрессии грунтовых вод.

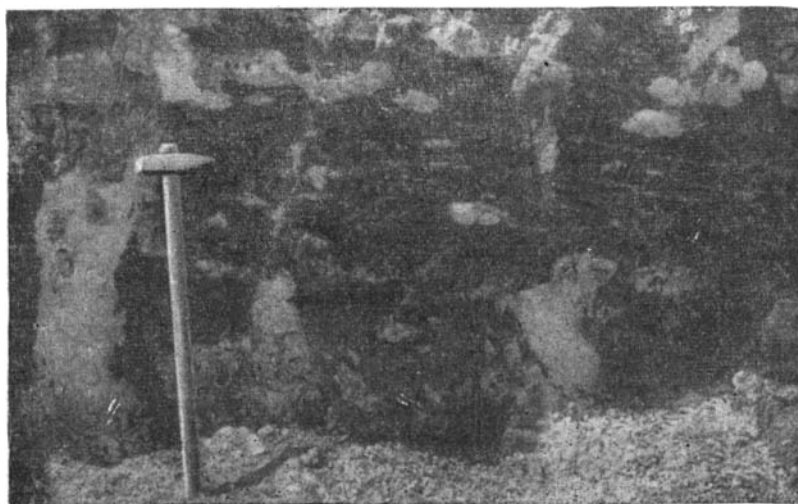
Описанный процесс обеления бокситоносной толщи нет оснований связывать с диагнезом. Он, безусловно, эпигенетический. Это доказывается тем, что выветриванием захвачены не только бокситоносные отложения, но и подстилающие их глины подрудной толщи, а также древний элювий палеозойских пород, слагающий борта депрессий.

2. Более поздний верхнеолигоценый процесс выветривания отчетливо выражен только в железистых бокситах мелких депрессий. По-видимому, в породах глубоких долинных депрессий он не развивался. Этот процесс, в отличие от более раннего — эоцен-олигоценового, заключался в основном в выносе окислов



Фиг. 53. Обеленные участки в красном разрыхленном боксите, сложенные бокситовидной галлуазит-каолининовой глиной. Фото В. Е. Рясиной

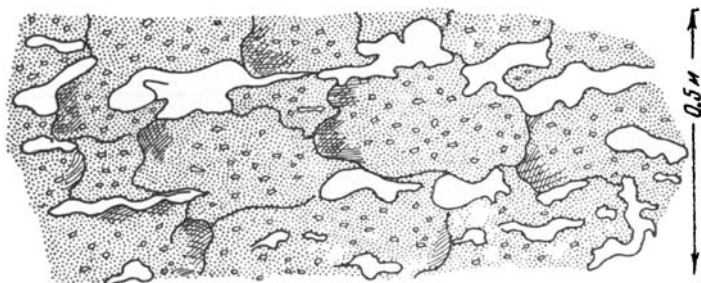
железа и разложении бокситовых минералов, в замещении гидраргиллита галлуазитом. Протекает он очень неравномерно и сопровождается образованием пятнистых текстур в выветрелых породах (фиг. 53). Наиболее сильно переработанные участки имеют вид изометрических и вытянутых в



Фиг. 54. Пятна обеления в красных каолинизированных аргиллитах франского яруса по р. Акжар (верховья р. Ашитастьтургай).
Фото В. Е. Рясиной

длину пятен, которые состоят из снежно-белой глинистой массы галлуазит-каолинистового состава, сохранившей реликтовую бобовую структуру железистых бокситов.

Там, где железистые бокситы имеют небольшую мощность, пятна обеления проникают и в подстилающие бокситы красные каолинизированные аргиллиты и песчаники франского яруса (фиг. 54).



Фиг. 55. Пятна обеления в красном каменистом глиноземистом железнике (р. Акжар)

Этот процесс выветривания, как правило, локализуется в бортах депрессий, выполненных пестроцветными глинами акжарской свиты, по-видимому, в месте спуска грунтовых вод в депрессию.

Инфильтрация вод в толщу глин осуществлялась, вероятно, по трещинам высыхания, так как пятна обеления часто имеют вид метасоматических прожилков, вытянутых в вертикальном направлении, а в каменистых бокситах следуют трещинам, обходя плотные куски и глыбы (фиг. 55).

Известно, что глины монолитны и маловодопроницаемы только в условиях постоянного увлажнения. Современные трещины высыхания в глинах Казахского щита передко уходят на глубину 1,5—2 м от поверхности.

Верхнеолигоценовый процесс обеления, очевидно, связан с приносом кремнеземсодержащих грунтовых вод, так как для преобразования гидраргиллита в галлуазит необходима кремниевая кислота. В результате воздействия обеляющих кремнистых растворов за счет разрыхленных и частично выщелоченных красных глиноземистых железняков и бокситов развиваются снежно-белые галлуазит-каолиновые глины реликтово-бобовой структуры, а в остаточных глыбах каменистых бокситов по микротрещинам развиваются жилки восковидного галлуазита. При этом боксит утрачивает стекловатый блеск, становится матовым и хрупким и в связи с этим легко распадается при ударе молотком на корявые ребристые кусочки, покрытые с поверхности восковидным налетом галлуазита. Под микроскопом хорошо видно, что галлуазит развивается по гидраргиллиту и слагает в породе волокнистые, извилистые прожилки или выполняет полости гидраргиллитовых микрожеод. В особенно же сильно переработанных участках мы уже имеем сплошной агрегат галлуазита, сквозь который проглядывают остаточные участки, сложенные обесцвеченным агрегатом гидраргиллита, сохранившим реликты бобовой структуры боксита (фиг. 56).

Галлуазитовые глины, образовавшиеся в результате верхнеолигоценового процесса выветривания, структурно и минералогически не однородны. Обычно они состоят из изотропных галлуазитовых участков, заключенных между буроватыми прожилками ясно анизотропного каолинита. Присутствие прожилков каолинита придает галлуазитовой глине брекчиевидный облик (фиг. 57). Под электронным микроскопом галлуазит-каолиновые глины состоят из очень мелких прозрачных кристалликов и листочков каолинита и крупных мало прозрачных трубчатых кристаллов галлуазита (фиг. 58). Галлуазит, слагающий сплошные массы, снежно-белый, изотропный, с показателем преломления $N=1,538$ и типичной для этого минерала термограммой (фиг. 59). Галлуазит, выполняющий центральные части гидраргиллитовых микрожеод и прожилки в боксите, в отличие от сплошных агрегатов галлуазита, анизотропен и имеет волокнисто-листоватое сложение. По структуре агрегатов он несколько напоминает каолинит, но имеет более низкую, буровато-серую интерференционную окраску. Галлуазит, по-видимому, неустойчив в поверхностной зоне, так как в верхних горизонтах разреза замещается каолинитом.

В целом мы имеем здесь следующий ряд последовательного замещения:

гидраргиллит $\longrightarrow$ галлуазит $\longrightarrow$ каолинит

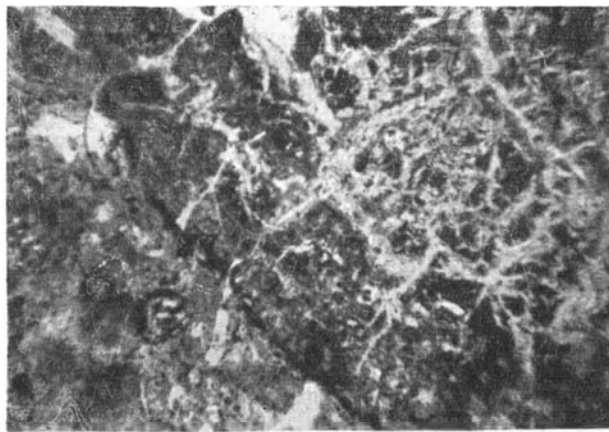
Интересно отметить, что при ресилификации бокситов выносятся и окись титана. В шлифах хорошо видно, что при замещении обеленного агрегата гидраргиллита галлуазитом исчезает и лейкоксеновый пигмент.

Для доказательства верхнеолигоценового возраста описанного процесса выветривания (ресилификации) бокситов приведем следующие данные:

а) этот процесс развивается в разрыхленной бокситовой толще в бортах котловин, выполненных пестроцветными глинами акжарской свиты (верхней свиты верхнего олигоцена);

б) в самих пестроцветных глинах акжарской свиты встречается галька боксита, разложенная до глины, в которой гидраргиллит также замещен галлуазитом.

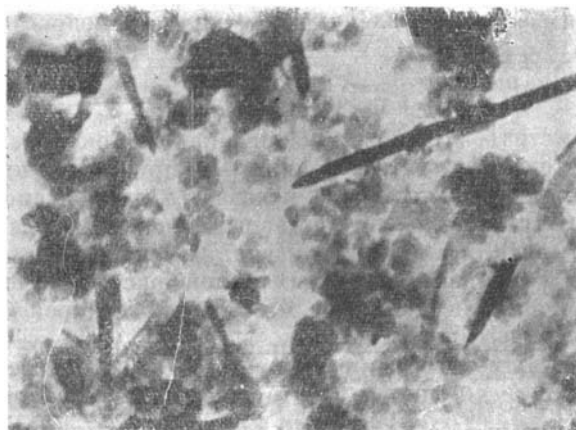
Следовательно, верхнеолигоценовый процесс выветривания, обусловленный сменой в конце олигоцена гумидных условий на аридные, заключался в выносе из бокситоносной толщи железа, титана и замещении гид-



Фиг. 56. Галлуазитовая глина с реликтами бобовой структуры боксита.
Увел. 54, ник. ||



Фиг. 57. Брекчиевидная микроструктура галлуазит-каолинитовой глины аркалыкской свиты. Увел. 54, ник. +



Фиг. 58. Электронная микрофотография галлуазит-каолинитовой глины из обеленных участков в красных разрыхленных бокситах (речка Аркалык). Увел. 12 000. Фото А. Е. Раутборга

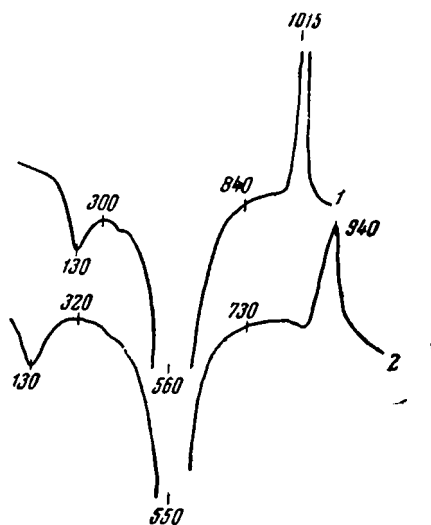
паргиллита галлуазитом, т. е. приводил к разубоживанию бокситовых залежей.

Нужно подчеркнуть, что процесс галлуазитизации бокситов Амангельдинского месторождения не связан с диагенезом, так как очень отчетливо выступает и в разновозрастных с аркалыкской свитой отложениях коскакольской свиты, замещающих ниже по течению речки Акжар железистые бокситы аркалыкской свиты, и захватывает глины коры выветривания, подстилающие бокситы. В отложениях коскакольской свиты, поскольку гидраргиллит отсутствует, описываемый процесс сводился лишь к выносу красных окислов железа, но морфологически он проявился также (см. описание коскакольской свиты). Здесь так же, как и в аркалыкской свите при обелении красных, сильно песчанистых бобовых железняков, развивались белые каолиновые глины реликтово-бобовой структуры, но сложенные остаточным кварцево-каолиновым агрегатом. Интересно отметить, что подвергшиеся обелению красные каолиновые глины коскакольской свиты и внешне заметно изменены. Каолиновые глины из марких сыпучих стали вязкими, слабо маркими, но сохранили каолиновый состав. Изменение внешних свойств глины, по-видимому, связано с образованием дисперсных каолиновых продуктов. Коллоидальные агрегаты аутигенного каолинита иногда отчетливо видны в шлифе. При этом часто можно заметить, что зерна кварца, попавшие в поток таких колломорфных глинистых образований, несут следы частичного растворения.

Джартасская свита Джезказганской впадины

Отложения джартасской свиты в пределах Джезказганской впадины вскрыты буровыми скважинами на междуречье Жезды — Каракенгир, в районе месторождений Джартас и горы Саркудук. Эти отложения выполняют здесь эрозионные депрессии и залегают под зелеными глинами миоцена и красно-бурыми глинами среднего олигоцена. Представлена джартасская свита однообразной толщей белых глинистых алевроитов (фиг. 60), с красными железистыми пятнами и редкими углистыми примазками. В районе пос. Джартас в основании толщи наблюдаются прослои углистых глин, в которых Е. Д. Заклинской был обнаружен комплекс пылицы палеоцен-эоценового возраста, сходный со спектрами амангельдинской бокситовой толщи. Однако на междуречье Жезды — Каракенгир в литологически сходных отложениях была обнаружена пыльца верхнемелового возраста (Никифорова, 1960).

Подстилают джартасскую свиту темно-серые аргиллиты палеозоя или глины и опоки каракенгирской свиты. Породы джартасской свиты имеют кварцево-каолиновый состав, но в основании толщи местами отмечены прослои зеленоватых или буроватых бейделлитовых глин. В скв. 1, пройденной в районе горы Саркудук, были обнаружены бокситовидные

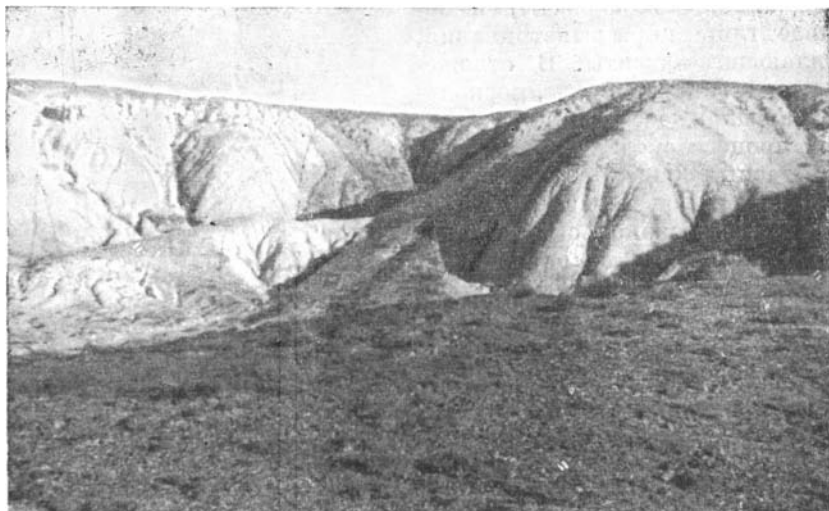


Фиг. 59. Кривые нагревания глин аркалыкской свиты с речки Аркалык

1 — глина снежно-белая, галлуазитовая, бобовой структуры (обр. 46—3); 2 — глина серовато-белая, восковидная, галлуазит-каолиновая, образовавшаяся за счет снежно-белой галлуазитовой глины бобовой структуры (обр. 46—5)

галлуазитовые глины, представляющие собой, по-видимому, пелитизированные бокситы.

Каолиновые глины и глинистые алевриты, как уже сказано, составляют основную часть разреза джартасской свиты. Это белые с вишнево-красными и бурыми железистыми пятнами и разводами породы. Железистые пятна часто крепкие, плотные. Вниз по разрезу



Фиг. 60. Характер выходов пород джартасской свиты.
Фото Н. А. Константиновой

цветные железистые пятна исчезают, их сменяют тонкие нитевидные жилки красных окислов железа. В некоторых разрезах отмечены точечные пустотки и дырчатые ходы, окрашенные по стенкам гидроокислами железа в желто-бурый цвет. Изредка встречаются мелкие углистые включения.

Вся толща однообразна по минеральному составу и образована глинистыми агрегатами гидрослюдисто-каолинитового или монтмориллонит-каолинитового состава и зернами кварца. Все разнообразие пород сводится лишь к колебанию в соотношениях между песчаными и глинистыми компонентами. Структура пород в зависимости от преобладания того или иного компонента псаммитовая, алевритовая или алевропелитовая с резко выраженным разномерным сложением. Преобладают зерна кварца алевритового размера. Они плохо окатаны и имеют неправильные очертания. В виде единичных зерен встречаются обломки кварцитовидных пород и листочки мусковита. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют комочки и точечные выделения лейкоксена и кристаллики рутила. Из аутигенных минералов отмечены почковидные стяжения марказита микроскопических размеров и мелкие зерна барита.

Основная глинистая масса как глинистых, так и алевритовых пород имеет чешуйчато-волокнистое строение, иногда высокодисперсна и образована каолинитом. В некоторых разрезах к каолиниту примешивается гидрослюда ($Ng' = 1,571-1,566$; $Np' = 1,554-1,550$; $Ng - Np = 0,006-0,010$; скв. 1 и 99), в других — монтмориллонит ($Ng' = 1,565-1,553$; $Np' = 1,556-1,543$; $Ng - Np = 0,009-0,010$; междуречье Жезды — Каракенгир).

Как в гидрослюдисто-каолинитовых, так и монтмориллонит-каолинитовых глинах кривые нагревания типично каолинитовые, но с более рез-

ко выраженной низкотемпературной остановкой при 105—125° (фиг. 61).

В гидрослюдисто-каолининовых глинах отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,8 : 1$, содержание $\text{K}_2\text{O} - 1,24\%$, содержание низкотемпературной воды среднее ($\text{H}_2\text{O}^- - 5,46\%$), а значительное содержание Fe_2O_3 (8,17%), очевидно, связано с примесью гидрослюда с изоморфной примесью окисного железа в решетке (табл. 33, обр. 437).

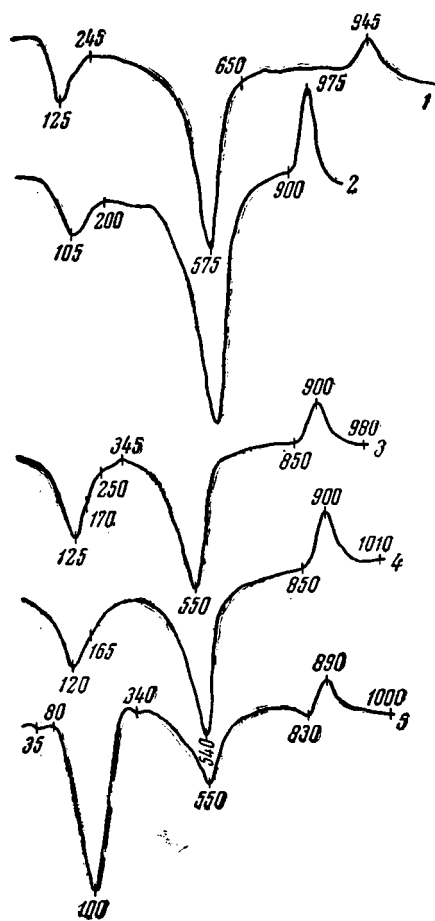
Глины каолининовые с примесью монтмориллонита (табл. 33, обр. 225 и 230) химически мало отличаются от глин гидрослюдисто-каолининовых. Состав их близок чистым каолининовым глинам. Так, отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,3 : 1$ или 2,6 : 1, содержание $\text{K}_2\text{O} - 0,08-0,95\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,08-2,89\%$; процент гигроскопической влаги низкий ($\text{H}_2\text{O}^- - 2,66-4,69\%$). Примесь монтмориллонита проявляется лишь в том, что глинистая суспензия иногда дает гель (обр. 230), а показатель преломления глинистых агрегатов иногда снижается до следующих значений: $\text{Ng}' = 1,553$; $\text{Nr}' = 1,543$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,010$ (обр. 225). В бензидине окраска суспензии синяя. В отдельных образцах алевроитовых глин среди глинистого агрегата были встречены тонкие, почковидные прожилки опала. Местами опал присутствует в значительном количестве.

В верхних пестроокрашенных горизонтах разреза в цементирующей глинистой массе появляются участки, пронизанные нитевидными прожилками или точечными выделениями красно-бурых окислов железа, придающие породе пятнистую окраску.

Монтмориллонитовые глины были отмечены в нижних горизонтах разреза джартасской свиты на горе Саркудук. Глины зеленовато-серые или палевые, творожистые, рассыпающиеся при высыхании на корявые ребристые кусочки.

Основная глинистая масса в шлифе окрашена в зеленоватый или буроватый цвет, имеет криптотечуячатое сложение и интерферирует в желтых тонах первого порядка. Оптические свойства глинистых агрегатов следующие: $\text{Ng}' = 1,560$ и $1,556$; $\text{Nr}' = 1,548$ и $1,534$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,012$ и $0,022$. В бензидине окраска суспензии синяя.

Монтмориллонитовая природа глинистых агрегатов подтверждается и кривой нагревания фр. $< 0,001$ мм (фиг. 61, обр. 464). Кривая нагревания — типичная для мало кремнеземистых глин монтмориллонитового типа (Johns and Jonas, 1954).



Фиг. 61. Кривые нагревания фр. $< 0,001$ мм глин джартасской свиты Джезказганской впадины

1, 2 — глины гидрослюдисто-каолининовые с примесью монтмориллонита — Каракенгир (скв. 109, обр. 225—230); 3, 4 — глины гидрослюдисто-каолининовые из района пос. Джартас (скв. 99, обр. 455, 456); 5 — глина монтмориллонитовая из района пос. Джартас (скв. 99, обр. 464).

Таблица 33

Химический состав (в %) и оптические свойства фракций
 $<0,001$ мм глины джартасской свиты Джезказганской впадины

Район	Гора Саркун- дук, св. 1	Междуречье Жезды—Кара- кентгир, св. 109	
Порода	Глина зелено- серая, плот- ная, комко- ватая	Глина белая, алевритовая	Глина серова- то-белая, алевритовая
№ обр.	437	225	230
SiO ₂	45,36	47,72	46,95
TiO ₂	0,74	0,99	1,08
Al ₂ O ₃	26,52	29,28	32,85
Fe ₂ O ₃	8,17	2,89	3,08
FeO	0,24	Нет	0,14
CaO	0,92	0,68	0,48
MgO	1,24	1,72	0,91
Na ₂ O	0,76	0,69	0,36
K ₂ O	1,24	0,95	0,08
H ₂ O ⁺	9,39	10,67	11,18
H ₂ O ⁻	5,46	4,69	2,66
CO ₂	0,09	Нет	Нет
C	0,08	0,09	0,26
Сумма	100,21	100,37	100,03
Дисперсный кварц	1,92	2,02	2,22
Аморфная SiO ₂	1,68	—	—
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	2,08 : 1	2,6 : 1	2,3 : 1
Ng'	1,560	1,553	1,565
Np'	1,552	1,543	1,556
Ng — Np	0,008	0,010	0,009
Примечание	В бензидине не окраши- вается	В бензидине дает синее окрашива- ние	Суспензия дает гель.

Бокситовидные глины имеют бобовое строение и образованы рыхлыми буро-красными железистыми бобовинами размером до 0,5 см и белой плотной глинистой массой галлуазитового состава.

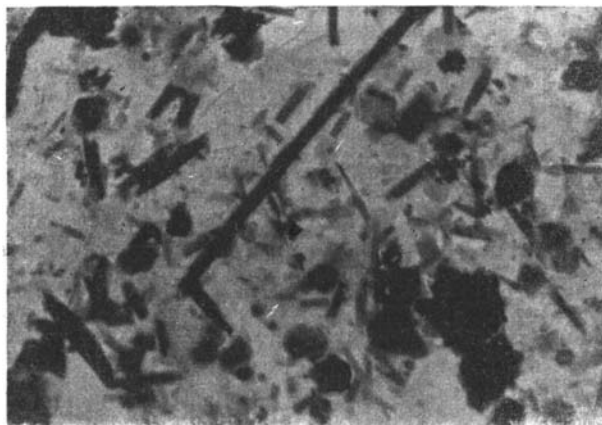
Крупные железистые бобовины сложены буро-красным мало прозрачным железистым агрегатом и переполнены обломочными зернами кварца. Бобовины заметно разрыхлены и испещрены сетью прожилков и галлуазита, а зерна кварца, включенные в красно-бурый железистый агрегат, также разбиты на сегменты галлуазитовыми прожилками и окутаны пленкой галлуазита.

При развитии глинистых прожилков железистые бобовины постепенно утрачивают форму и распадаются на отдельные пятна. При этом окислы железа выщелачиваются, в связи с чем непрозрачный железистый агрегат постепенно просветляется и приобретает неясные размытые очертания.

Прожилки галлуазита, секущие крупные железистые бобовины, местами испещрены пустотками и прожилками, выполненными крипточешуйчатым агрегатом буроватого глинистого минерала с желтоватой интерференционной окраской. Этот буроватый глинистый минерал (вероятно, монтмориллонит) выполняет в прожилках галлуазита полости микропустот

и образует на их стенках метасоматические оторочки лучистого строения. Такого же типа микрожеоды и прожилки встречаются и в основной глинистой массе породы.

Основная глинистая масса, вмещающая крупные железистые бобовины, сложена бесцветным криптокристаллическим агрегатом галлуазита микробобового строения и обогащена мелкими, различного размера зернами кварца. В скрещенных николях микробобовинки почти не действуют



Фиг. 62. Электронная микрофотография бокситовидной галлуазитовой глины джартасской свиты (обр. 447). Видны малопрозрачные трубчатые кристаллы галлуазита. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

на поляризованный свет; цементирующая их прозрачная глинистая масса слабо анизотропна и обнаруживает криптоволокнутое строение.

Микробобовины разнообразны по величине и имеют округлую форму. Они сложены однородным криптокристаллическим агрегатом галлуазита, пронизанным пылевидными частицами лейкоксена, в связи с чем микробобовины четко выделяются в глинистой массе породы. В центре бобовин часто присутствуют зерна кварца с неровными изъеденными краями, как бы не до конца замещенные глинистым агрегатом. Галлуазитовая природа глинистых агрегатов подтверждается электронной микрофотографией (фиг. 62).

Основная глинистая масса, включающая микробобовины, лишена пылевидных титанистых частиц и в связи с этим прозрачна. Местами в ней различаются пустоты и жеоды, сложенные буроватым криптокристаллическим глинистым агрегатом.

Интересно отметить, что в крупных железистых бобовинах кварцевых зерен значительно больше, чем в основной глинистой массе, поэтому можно думать, что кварц основной массы был частично выщелочен. Порода в целом очень напоминает бокситовидные галлуазитовые глины, образовавшиеся в процессе ресилификации бокситов.

Тяжелая фракция пород джартасской свиты характеризуется циркон-лейкоксеновой ассоциацией, обогащенной брукитом и анатазом (табл. 34). Характерно почти полное отсутствие метаморфических и неустойчивых минералов. В виде примеси присутствуют турмалин, рутил и ильменит. В виде единичных зерен были встречены андалузит, ставролит, сфен, эпидот. Из аутигенных минералов в переменном количестве присутствуют барит, марказит и окислы железа.

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции (0,1—0,05 мм) пород джартасской свиты Джезказганской впадины

Район	Порода	№ обр.	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Окислы железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Брукинг и анатаз	Сфен	Андалузит	Ставролит	Группа эпидота	Барит	Марказит
Гора Саркудук, скв. 1	Глинистый алевроит	439	0,7	2,6	23,9	2,6	12,0	4,3	2,3	51,7	0,2	—	+	0,4	—	—
	Алеврит	442	0,7	1,9	35,4	0,2	24,2	6,0	0,9	31,0	—	—	—	0,4	—	—
Месторождение Джартас, скв. 99	Глинистый алевроит	453	0,7	3,3	35,2	5,0	15,3	7,0	4,5	35,2	0,2	—	—	+	—	—
	Глина зелено-серая	464	0,3	2,6	33,1	0,8	20,6	3,2	+	35,5	—	0,3	0,3	+	—	5,6
Междуречье Жезды—Каракенгир, скв. 63	Алеврит	846	0,3	20,8	44,9	1,3	9,4	2,9	1,9	18,8	—	—	—	—	—	—
	Глинистый алевроит	84г	Следы	+	+	+	+	+	+	+	—	+	—	—	—	+
Междуречье Жезды—Каракенгир, скв. 65	Глинистый алевроит	334	0,3	4,7	11,6	13,9	11,8	3,1	2,7	16,3	—	—	—	+	35,9	—
	Глина серая	336	0,3	3,7	6,6	1,1	1,3	0,2	+	5,7	—	—	—	—	—	81,4

Железистая каолиновая подформация палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела

Отложения железисто-каолиновой подформации, так же как и отложения бокситоносной каолиновой подформации, развиты во внутренних впадинах Казахского щита. В возрастном отношении эти отложения соответствуют железистым бокситам бокситоносной каолиновой подформации.

В Тенгизской впадине железисто-каолиновая подформация представлена коскакольской свитой (палеоцен-эоцен), а в Джекзакганской — сарысуйской свитой (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела).

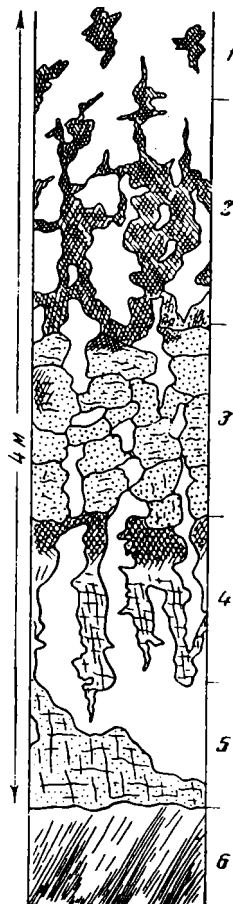
Коскакольская свита Тенгизской впадины и наложенные процессы выветривания

Отложения коскакольской свиты представлены красными и пестроокрашенными, сильно песчанистыми каолинистыми глинами с гнездами и линзами также сильно песчанистых красных бобовых железняков. В разрезе р. Акжар (верховья р. Ашитастьтургай) в основании толщи, ниже горизонта бобовых железняков, появляются гнезда и линзы глинисто-кремнистых пород и кварцитовидных песчаников, что сближает разрез коскакольской свиты р. Акжар с разрезом наурзумской свиты р. Арчалы восточного борта Тургайского прогиба (фиг. 63 и 82). Общая мощность свиты не превышает 3—4 м.

Отложения коскакольской свиты (фиг. 64), так же как и синхронные им по возрасту железистые бокситы аркалыкской свиты, сильно элювиально переработаны и превращены в пестроцветный глинистый элювий, внешне сходный с глинами акжарской свиты.

Отложения коскакольской свиты широко развиты в прибортовых частях Тенгизской впадины. Отсюда они поднимаются на склоны Кокчетавского массива и Сарысу-Тенгизского водораздела. Известны они и на западном склоне Джаркайнагачского антиклинория.

Большинство выходов свиты представлено эрозийными останцами или россыпями красного бобового железняка. Останцы красных бобовых железняков часто располагаются в бортах эрозийных

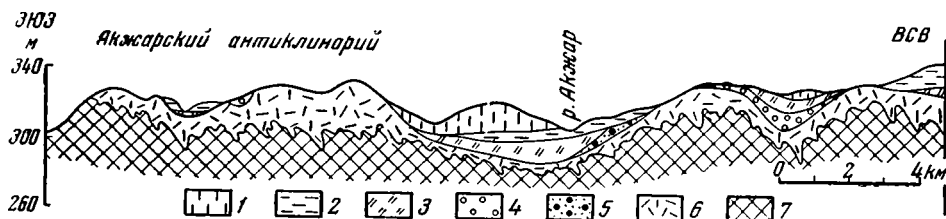


Фиг. 63. Сводный разрез коскакольской свиты р. Акжар

Акжарская свита 1 — глины белые, плотные, вязкие, с пятнами и прожилками белесо-фиолетового и красного глинистого железняка с окристо-бурым налетом по трещинам отдельности; 2 — глины белые, маркие, с прожилками и гнездами рыхлого коричнево-красного железняка неясно бобовой структуры. Коскакольская свита: 3 — пятнистообеленные, красные, плотные бобовые железняки, с кусковато-глыбовой отдельностью; 4 — глины белые, маркие, с вертикально вытянутыми жилами глинистого железняка, отходящими от подошвы пласта бобового железняка; 5 — глины белые, маркие, сильно песчанистые, с гнездами и линзами кремнистых песчаников. Кора выветривания: 6 — глины белые, маркие, хрупкие, с остаточными, вытянутыми по напластованию пятнами кирпично-красного пелитизированного аргиллита франского яруса

котловина, выполненные глинами акжарской (верхи верхнего олигоцена) и аральской (нижний-средний миоцен) свит и часто лежат гипсометрически выше последних.

На западном склоне Джаркайнагачского антиклинория (реки Шулак-саньк и Сандыксу) и в северном борту Тенгизской впадины (р. Ащелы, приток р. Жабай) отложения коскакольской свиты залегают в эрозионных котловинах и перекрыты акжарской и аральской свитами, а в бортах котловин также представлены эрозионными останцами или россыпью бобовника.



Фиг. 64. Взаимоотношение отложений коскакольской и аркалыкской свит в верховьях р. Ашитастьтургай

1 — красно-бурые глины жиладинской свиты; 2 — зелено-серые гипсоносные глины аральской свиты; 3 — пестроцветные глины акжарской свиты; 4 — бокситоносные отложения аркалыкской свиты; 5 — песчанистые каолиновые глины коскакольской свиты с гnezдами красных бобовых железняков и линзами кварцитовидных песчаников; 6 — нижнемезозойская кора выветривания пород палеозоя; 7 — палеозой

Эрозионные останцы отложений коскакольской свиты представлены обычно развалом глыб каменистого красного бобового железняка или россыпью железистого бобовника.

Плотные бобовые железняки представлены красной, сильно песчанистой, очень твердой и крепкой каменистой породой бобово-червевидного строения с содержанием кремнезема до 60 % (табл. 35).

Таблица 35

Химический состав красных бобовых железняков коскакольской свиты (в %)

Район	Река Ащелы (приток р. Жабай)		Сопки Кызыл-Юрт (речка Жусалы)	
	Плотные железистые стяжения вишнево-красного цвета	Железистые бобовины	Желваки красного плотного железняка	Красный железняк бобово-червевидной структуры
№ обр.	57—2	57—8	65—2	65—4
SiO ₂	57,90	56,01	54,49	60,08
TiO ₂	1,08	1,19	0,90	0,70
Al ₂ O ₃	5,13	1,20	0,75	2,34
Fe ₂ O ₃	27,11	31,54	35,40	28,84
H ₂ O	1,91	1,76	1,30	1,43
Нераствор. остаток в HF	0,63	0,32	2,48	0,66

Железистые бобовины имеют неправильно-округлую форму; поверхность их шероховатая, а в более крупных желваках даже бугристая. Размер бобовин и желваков колеблется от 0,1 до 1—10 см. Желваки обнаруживают более или менее ясно выраженное бобовое или ноздреватое сло-

жение. В последнем случае в мелких порах остается или охристый материал или разрыхленный агрегат песчаных частиц. В выветрелых, обохренных желваках стенки пор иногда покрыты корочками карбоната. Желваки содержат хорошо различимые глазом зернышки кварца. Последние особенно отчетливо видны на выветрелой поверхности желваков. Кварцевые песчинки составляют примерно 50—60 % общей массы породы. Форма кварцевых зерен угловатая или угловато-округлая. Размер зерен 0,02—0,15 мм. Крупные зерна кварца, в отличие от мелких, часто хорошо окатаны.

Под микроскопом желваки обнаруживают бобовое строение и состоят из красно-бурых сильно песчанистых бобовин, скрепленных непрозрачной массой красных окислов железа, переполненной, так же как и бобовины, мельчайшими зернышками кварца (фиг. 65). Бобовины имеют в отраженном свете бурую или белесобурю окраску, а цементирующая их масса — красную.

Отдельные бобовины сложены янтарно-бурым колломорфным агрегатом гидроокислов железа. Последние иногда встречаются в виде прожилков. По данным химических анализов, содержание глинозема в песчанистых бобовых железняках весьма ничтожно и связано с присутствием глинистого вещества; содержание кремнезема достигает 47—75 %, а содержание окислов железа колеблется от 25 до 40 %. В ряде точек был отмечен постепенный переход бобовых железняков в железистые песчаники и конгломераты с вишнево-красным железистым цементом.

Пестроцветные сильно песчанистые каолиновые глины с гнездами красного бобового железняка обнажаются в береговых обрывах рек Сандыксу и Ащелы.

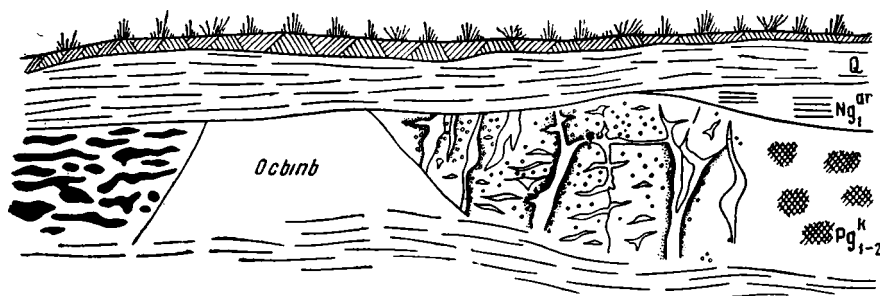
Это пестроцветная песчано-глинистая толща, обогащенная скоплениями железистых бобовин и желваков, реже лепешковидными стяжениями вишнево-красного глинистого железняка. Пятнистая окраска толщи носит вторичный характер и обусловлена наложенными процессами выветривания, первичная же окраска пород, по-видимому, была красной. В разрезе рек Сандыксу и Ащелы (приток р. Жабай) хорошо видно, как под влиянием элювиального процесса в красных песчанистых глинах сначала появляются осветленные жилки, пятна и прожилки, а в верхних, наиболее интенсивно переработанных, горизонтах вся масса породы превращена в серовато-белую с красными пятнами глину (фиг. 66), похожую на глины акжарской свиты. Местами можно проследить все стадии этого сложного метасоматического замещения.

В начальных стадиях выветривания в красноцветной глинистой толще появляются уходящие в глубину жилки мощностью от долей сантиметра до 3—5 см плотного серовато-белого дисперсного каолинита ($Ng' = 1,55$; $Np' = 1,54$; $Ng - Np = 0,006$). В одних случаях эти жилки резко отличаются от вмещающей их красной глины, в других они связаны с ней



Фиг. 65. Микроструктура песчанистого бобового железняка коскакольской свиты. Увел. 40, ник. ||

постепенными переходами. Там, где глинистая толща, подвергавшаяся изменению, была насыщена бобовинами красного железняка, новообразованные каолининовые жилки раздвигали бобовины, которые вместе с красными пигментирующими глину железистыми частицами скапливались в бортах этих жилок. В тех же случаях, когда жилки имеют неясные расплывчатые контуры, железистые бобовины в контакте с последними приобретают белесую или буровато-белую окраску в связи с выносом из них окислов железа.



Фиг. 66. Пестроцветный элювий, образовавшийся на красных, обогащенных железистыми бобовинами и желваками, глинах коскакольской свиты (Pg_{1-2}^k) р. Ащелы (приток р. Жабай); N_1^{ar} — глины аральской свиты; Q — четвертичные отложения

На следующей стадии от вертикальных жилок начинают отходить более мелкие горизонтально вытянутые жилки, и прожилки и породы элювиально переработанной зоны приобретают штокверковое строение. Затем прожилки постепенно сливаются в сплошную сетку, жилки расплываются и разрастаются в края, и штокверковая структура постепенно сменяется пятнистой. При этом железистые бобовины сохраняются только в красных реликтовых участках. В основной серовато-белой элювиально переработанной глинистой массе часто сохраняются реликты бобовой структуры, но бобовины здесь уже полностью выщелочены. Следы обеления обнаруживают и красные бобовые железняки, залегающие линзами среди отложений коскакольской свиты.

В процессе выветривания в красном бобовом железняке появляются белесые размытые пятна. В тех случаях, когда бобовые железняки сильно песчанисты, обеленные участки представлены разрыхленной белесой песчанистой массой.

Кривая нагревания серовато-белой глины из вертикальных прожилков носит каолиновый характер, но осложнена двумя дополнительными эндотермическими остановками с максимумом при 260 и 760° (фиг. 67). Природа этих двух дополнительных остановок пока еще не установлена.

Пестроцветные каолиновые глины с гнездами красных бобовых железняков и кремнистых пород. По р. Акжар (верховья р. Ашитастьтургай), в непосредственном соседстве с Аркалыкским бокситовым месторождением (см. фиг. 64), в береговых обрывах реки вскрыты отложения коскакольской свиты, залегающие с размывом на каолинизированных красных песчаниках и аргиллитах франского яруса. Коскакольская свита сложена здесь толщей белых сильно песчанистых каолиновых глин, вмещающих гнезда кремнистых пород, сменяющимися вверх по разрезу красными бобовыми железняками. Верхние горизонты разреза слагают пятнистоокрашен-

ные, вязкие каолиновые глины элювиального происхождения. Мощность свиты достигает здесь 3—4 м (фиг. 63). Приводим детальное описание разреза.

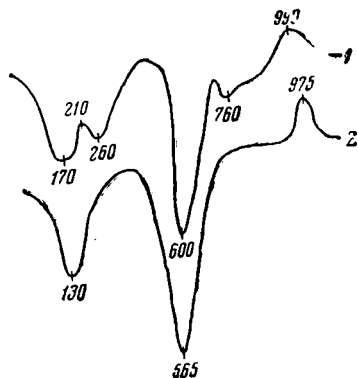
1. В основании разреза залегают глины каолиновые, белые, песчанистые, рыхлые, маркие. По внешнему виду они близки глинам коры выветривания, но отличаются от последних отсутствием структурных признаков элювия и неясной горизонтальной слоистостью, обусловленной присутствием линзочек песка или тонких пропластков, обогащенных мелкой кварцевой галькой. В основании разреза глины сменяются глинистыми песками. Среди каолиновых глин и глинистых песков встречаются гнезда и вытянутые по вертикали жилы розово-белых и белесовато-фиолетовых глинисто-кремнистых пород. Гнезда и жилы кремнистых пород осложнены по краям небольшими раздувами и корневидными отростками и вверх по разрезу сменяются морфологически сходными гнездами и жилками красных глинистых железняков. Протяженность гнезд и жил не превышает 0,5 м, а ширина 0,2—0,3 м. В подошве свиты встречаются гнезда и линзы кремнистых песчаников мощностью до 1—1,5 м и протяженностью до 4—5 м.

Под микроскопом каолиновые глины обнаруживают чешуйчато-волокнистое строение и образованы бесцветным агрегатом каолинита со следующими оптическими свойствами: $Ng' = 1,565$; $Np' = 1,558$; $Ng - Np = 0,007$. В виде примеси постоянно, но в переменном количестве, встречаются разнообразные по величине (песчаного и алевроитового размера) зернышки кварца. Форма кварцевых зерен угловатая и угловато-округлая. Отдельные зерна заметно корродированы основной глинистой массой. В некоторых разностях глин наблюдаются буроватые колломорфные прожилки и сгустки дисперсного или монтмориллонитизированного каолинита.

Интересно отметить, что агрегаты колломорфного глинистого минерала, в отличие от вмещающей их песчано-каолиновой массы, почти не содержат кварцевых зерен. Сохраняются лишь отдельные кварцевые песчинки. Очевидно, образование колломорфных глинистых продуктов сопровождалось выщелачиванием кварца.

Судя по оптическим свойствам глинистых агрегатов и кривой нагревания (см. фиг. 67), состав глин каолинистовый. На электронной микрофотографии глины видны дисперсные, плохо оформленные чешуйки и крупные пластинчатые сростки каолинита, иногда с ясными псевдогексагональными очертаниями (фиг. 68).

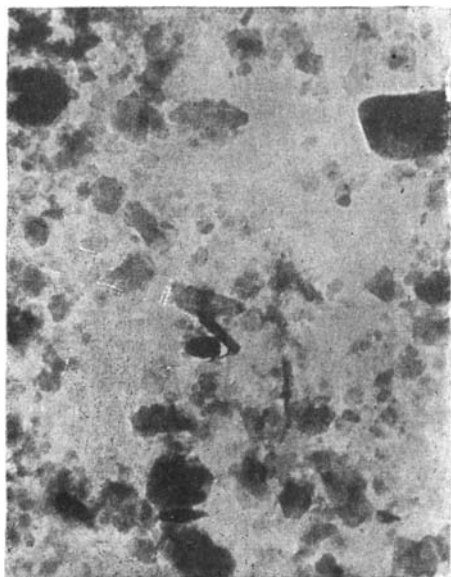
Кремнистые породы, залегающие среди каолиновых глин в виде гнезд (фиг. 69) и жил (фиг. 70), представлены плотной, крепкой, похожей на мергель породой белого, розовато-белого и белесо-фиолетового цвета со столбчатой или кусковой отдельностью. По характеру окраски можно думать, что это вторично обеленные породы, так как внутри кусков, вдали от трещин отдельности, в породе иногда сохраняются более интенсивно окрашенные участки фиолетового или кирпично-красного цвета. Иногда участки розового и фиолетового цвета распределяются в породе пятнами.



Фиг. 67. Кривые нагревания глин коскакольской свиты

1 — серовато-белая глина из вертикальных прожилков в пестроцветных глинах р. Ащелы (обр. 57—9); 2 — глина белая, каолиновая с р. Акжар (обр. 242б—5)

Под микроскопом видно, что кремнистые породы представляют собой сильно песчанистые каолиновые глины или глинистые пески, плотно сцементированные криптокристаллическим кварцевым агрегатом. Кремнистые агрегаты обнаруживают колломорфное строение и местами окрашены пылевидными частицами красных окислов железа. Содержание SiO_2 в породе достигает 72,3%.



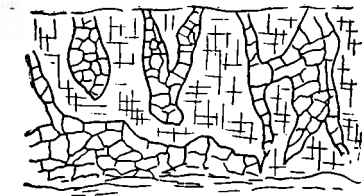
Фиг. 68. Электронная микрофотография белой каолиновой глины из нижних горизонтов коскакольской свиты р. Акжар (обр. 40—3). Увел. 12 400. Фото А. Е. Раутборта

Красные глинистые железняки сменяют вверх по разрезу кремнистые породы. Это более или менее плотные, крепкие породы белесовато-малинового и фиолетового цвета, часто со столбчато-кусковатой отдельностью и ржаво-бурым охристым налетом на плоскостях отдельности. Более глинистые разности железняка комковаты и легко разламываются руками.

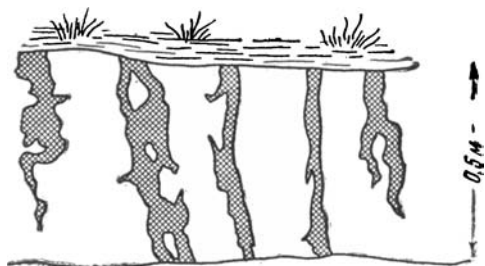
Под микроскопом глинистые железняки состоят из глинистой каолиновой массы, пронизанной точечными зернышками или прожилками красных окислов железа. Точечные выделения гематита пропитывают собой отдельные участки породы или, сливаясь, образуют сплошные непрозрачные пятна с красной окраской в отраженном свете. Также часто красные окислы железа образуют в глине секущие прожилки и жилки почковидного строения. При значительном содержании железистых про-

жилков глина утрачивает пластичность, становится плотной и крепкой, так как переходит в глинистый железняк.

2. На каолиновых глинах с гнездами и жилами кремнистых пород залегают красные бобовые железняки. Пласт бобового



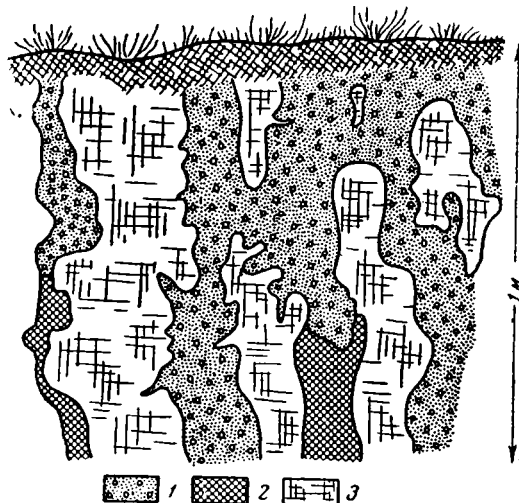
Фиг. 69. Гнезда кремнистых песчаников в песчанистых каолиновых глинах основания коскакольской свиты р. Акжар



Фиг. 70. Жилы железисто-кремнистых пород в каолиновых глинах коскакольской свиты р. Акжар

железняк достигает мощности 1,5—2 м, в кровле распадается на отдельные пятна и гнезда и, постепенно расплываясь, переходит в пестроцветные каолиновые глины. В подошве пласт осложнен корневидными отростками красного или белесо-фиолетового глинистого железняка (фиг. 71).

Железняки представлены вишнево- или кирпично-красной плотной, очень крепкой с большим удельным весом породой бобового и червевидного строения. Бобовины преобладают над цементом и достигают размера 3—5 мм. В разностях червевидного строения бобовины сменяются изометричными, несколько вытянутыми пятнышками синевато-черного цвета. Железняки пятнисто обелены. Обеленные участки имеют вид округлых и вытянутых по вертикали пятен (фиг. 72), сложенных белой песчано-каолининовой массой, сохранившей реликты бобового строения. Местами обеленные участки преобладают, тогда пласт бобового железняка распадается на прожилки и гнезда. Такие остаточные прожилки и гнезда вытянуты в вертикальном направлении и часто создают ложное впечатление о первичном гнездовидном залегании бобовых железняков. В контакте обеленных глинистых участков и бобовых железняков иногда удается проследить последовательно все стадии процесса обеления. Местами хорошо видно, что в связи с выносом из породы окислов железа бобовый железняк постепенно утрачивает крепость, становится ломким и приобретает щепчатую отдельность. При этом темные вишнево-красные тона окраски сменяются кирпично- или фиолетово-красными, а бобовая структура теряет четкость. Далее бобовый железняк постепенно превращается сначала в красноватую, а затем в белую каолиновую глину с реликтами бобовой структуры.



Фиг. 71. Строение подошвы пласта красного бобового железняка коскавольской свиты по р. Акжар

1 — рыхлый бобовый железняк; 2 — глинистый железняк; 3 — каолиновая глина

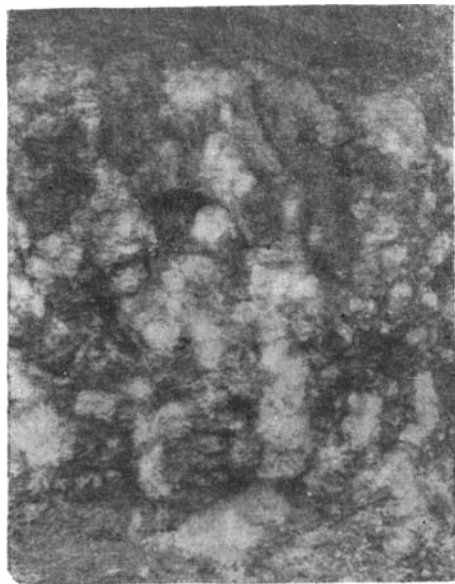
Под микроскопом красные железняки обнаруживают резко выраженное бобовое сложение и, так же как и вмещающие их каолиновые глины, переполнены песчаными и алевритовыми зернами кварца, переполняющими как бобовины, так и железистую массу цемента. Форма кварцевых зерен угловато-округлая. Железистые бобовины разнообразны по величине и представляют собой овальной и округлой формы образования, сложенные слабо просвечивающим в краях агрегатом красно-бурых окислов железа. Отдельные крупные железистые бобовины включают в себя одну или две более мелкие бобовины и часто содержат колломорфные выделения и прожилки красных окислов железа. В железняках червевидной структуры бобовины исчезают и замещаются изометричными, несколько вытянутыми сгустками красно-бурых окислов железа.

Основная цементирующая масса, в отличие от бобовин, образована непрозрачным агрегатом красных окислов железа.

Местами ясно видно, что в процессе выщелачивания железо выносится из породы и на месте остается песчано-глинистый агрегат, аналогичный по составу песчаным глинам, вмещающим бобовые железняки. Бобовые и пятнистые структуры красных железняков, по-видимому, имеют диагенетическое происхождение, так как бобовины, как и вмещающая их масса цемента, переполнены обломочными зернами кварца. Отметим, что примесь кварцевого песка местами заметно убывает вверх по разрезу.

Глины бобовой структуры залегают среди красных бобовых железняков гнездами и, как это было отмечено выше, представляют собой остаточный продукт выщелачивания красных бобовых железняков. Макроскопически это серовато-белые глинистые породы зернистого или реликтово-бобового сложения, содержащие, как и вмещающие их бобовые железняки, примесь кварцевого песка.

Под микроскопом глины бобовой структуры по существу ничем не отличаются от глин, подстилающих бобовые железняки. Они также образованы бесцветным агрегатом каолинита волокнисто-чешуйчатого строения и обогащены различного размера зернами кварца. Основная глинистая масса под микроскопом не обнаруживает признаков бобового строения, имеет следующие оптические свойства: $Ng' = 1,570-1,568$; $Np' = 1,560-1,559$; $Ng - Np = 0,008-0,009$, и местами испещрена прожилками буроватого, похожего на монтмориллонит глинистого минерала. Прожилки колломорфного глинистого минерала иногда видны невооруженным глазом и выделяются в глинистой массе породы плотным, восковидным сложением и зеленовато-серым оттенком в окраске. В соответствии с этим на электронной микрофотографии (фиг. 73) различаются два типа глинистых частиц: угловатые ясно очерченные листочки обломочного каолинита и очень мелкие кристаллики дисперсного аутигенного каолинита псевдогексагональной формы.



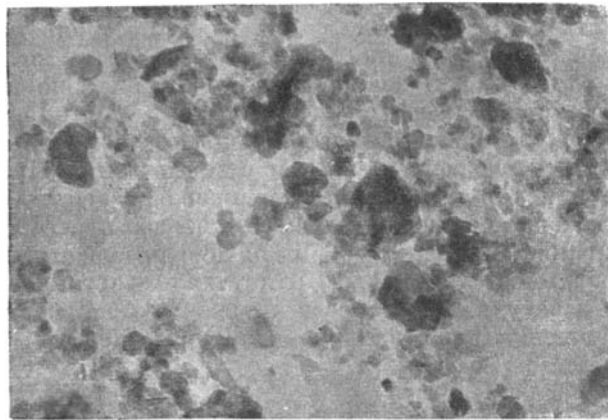
Фиг. 72. Пятнистообеленные красные бобовые железняки коскакольской свиты р. Акжар. Фото В. Е. Ясиной

Очень своеобразные по виду глины были встречены в кровле красных бобовых железняков. Макроскопически это снежно-белые, мягкие на ощупь маркие глины. Под микроскопом они обнаруживают петельчатую структуру и состоят из изотропных или слабо раскристаллизованных глинистых агрегатов, перемежающихся с более раскристаллизованными участками и полосами чешуйчато-волокнистого сложения. Показатели преломления глинистых агрегатов: по $Ng' = 1,563$; по $Np' = 1,557$; $Ng - Np = 0,006$, указывают на каолиновую природу глин.

В отличие от глин, подстилающих бобовые железняки, эти глины более дисперсны и лишены примеси песка. По внешнему виду и микроструктуре они очень напоминают бокситовидные галлуазит-каолиновые глины Аркалыкского бокситового месторождения, но более плотны и менее хрупки. Судя по электронным микрофотографиям, от галлуазит-каолиновых глин аркалыкской свиты они отличаются более низким содержанием галлуазита. Это, очевидно, глинистый элювий красных глиноземистых железняков.

В отличие от глин, подстилающих бобовые железняки, эти глины более дисперсны и лишены примеси песка. По внешнему виду и микроструктуре они очень напоминают бокситовидные галлуазит-каолиновые глины Аркалыкского бокситового месторождения, но более плотны и менее хрупки. Судя по электронным микрофотографиям, от галлуазит-каолиновых глин аркалыкской свиты они отличаются более низким содержанием галлуазита. Это, очевидно, глинистый элювий красных глиноземистых железняков.

3. Пласт бобового железняка вверх по разрезу постепенно замещается неестрочной каолиновой глиной и как бы расплывается в ней. Этот переход осуществляется следующим образом. В верхней части пласта бобового железняка начинают преобладать глинистые участки, и плотная сплошная масса красного железняка распадается



Фиг. 73. Электронная микрофотография белой каолиновой глины неясно бобовой структуры (обр. 155—1), залегающей гнездами среди красных бобовых железняков коскакольской свиты р. Акжар. Видны тонкие прозрачные чешуйки, иногда с псевдогексагональными ограничениями, свойственными каолиниту. Увел. 12 400. Фото А. Е. Раутборта

на отдельные пятна и гнезда. При этом железистые участки постепенно рыхлеют, утрачивают бобовую структуру и превращаются в красно-коричневый рыхлый железняк (фиг. 74). Еще выше по разрезу, в связи с более интенсивной элювиальной переработкой верхних горизонтов свиты, разрыхленные красные железняки сменяются вязкой каолиновой глиной с редко разбросанными реликтовыми железистыми пятнами. Цвет остаточных железистых пятен кирпично-красный и белесо-фиолетовый. При этом кирпично-красные пятна обведены по краям белесо-фиолетовой каймой шириной 1—2 см и по трещинам отдельности содержат ржаво-бурый охристый налет.

Вверх по разрезу рыхлые марки глины постепенно переходят в пятнистоокрашенные плотные вязкие глины. Последние слабо песчанистые, окрашены во влажном состоянии в голубоватый цвет и внешне напоминают глины акжарской свиты. Цветные железистые пятна имеют здесь вид неясно очерченных, резко вытянутых по вертикали полос, пятен и мазков, производящих впечатление остаточных образований. Общий облик пестроцветных глин как бы свидетельствует о просачивании обеляющих растворов сверху. Очевидно, первичная окраска глин была красной.

Образование пестроцветного глинистого элювия на красных бобовых железняках коскакольской свиты (предположительно палеоцен-эоценового возраста), по-видимому, связано с эпохой отложения пестроцветных глин акжарской свиты (верхняя



Фиг. 74. Пестроцветные глины верхних горизонтов коскакольской свиты р. Акжар. Фото В. Е. Рясиной

половина верхнего олигоцена). В пользу этого предположения говорит внешнее сходство пестроцветного элювия с пестроцветными глинами акжарской свиты, приуроченность элювия к бортам котловин, выполненных этими глинами, а также появление в элювиально переработанных участках галлуазита и дисперсных агрегатов аутигенного каолинита.

Таким образом, в процессе выветривания красные бобовые железняки выщелачиваются и превращаются в каолиновые глины. Процесс заключается в выносе окислов железа и диспергировании чешуйчатых агрегатов каолинита. Образование дисперсных каолиновых агрегатов сопровождается выщелачиванием кварца. Удаление из породы красных окислов железа протекало неравномерно, пятнами. Вытянутая по вертикали форма обеленных участков и затухание процесса выщелачивания сверху вниз свидетельствуют об элювиальной природе данного процесса.

Сарысуйская свита Джезказганской впадины

Наиболее полно отложения сарысуйской свиты обнажаются у станции Новорудная по дороге на станцию Кенгир, на южном склоне сопки с топографическим знаком.

На вершине сопки развалы пласта сливных кварцитовидных песчаников, переходящих в серовато-белые кварцевые песчаники с кремнистым цементом. Мощность пласта 1 м. Ниже лежат белые песчаные и алевроитовые каолиновые глины и глинистые алевроиты, в отдельных прослоях также плотно сцементированные в кремнистые и опоковидные песчаники. Породы пестрят фиолетовыми, малиновыми и бурыми железистыми пятнами.

Ниже по склону среди глин и алевроитов встречена линза красного бобового железняка. Последний представлен кирпично-красной, плотной, тяжелой породой с редко сидящими черными или бархатисто-красными железистыми бобовинами (размером в 0,5—2 см). Плотный красный железняк местами сменяется рыхлой глинистой массой, включающей железистые бобовины округлой и овальной формы размером в 1—2 см. На поверхности глыбы бобового железняка покрыты грязно-белой известковой коркой.

Разрез сарысуйской свиты у станции Новорудная интересен в том отношении, что здесь наряду с бобовыми железняками и кварцитовидными песчаниками появляются опоковидные песчаники. Опоковидные песчаники не характерны для изученных нами континентальных отложений. Появление их в разрезе сарысуйской свиты, возможно, связано с наложенным щелочным процессом гипергенеза.

Глины и глинистые алевроиты представляют собой довольно рыхлые и маркие породы. Под микроскопом они обнаруживают криптоволокнутое строение и состоят из глинистой массы каолинового состава. В переменном количестве присутствуют песчаные и алевроитовые зерна кварца угловато-округлой формы.

Кривые нагревания, полученные для двух образцов глин (фиг. 75, обр. 385 и 388), типично каолиновые, с двумя термическими остановками: эндотермической при 570—590° и экзотермической при 930—940°. Низкотемпературная эндотермическая остановка при 120° на обоих кривых слабо выражена.

Сливные кварцитовидные песчаники представляют собой разнозернистые кварцевые пески и гравелиты с коррозионным криптокристаллическим кварцевым цементом.

В шлифах отчетливо видно, что развитие криптокристаллического кварцевого цемента в песчаниках сопровождается растворением обломочных кварцевых зерен. В шлифах могут быть прослежены все переходы от

кварцитовидных песчаников с криптокристаллическим кварцевым цементом до кремнистых пород с реликтами псаммитовой структуры.

Песчаники состоят из разных по размеру кварцевых зерен. Форма обломочных зерен кварца неправильно округлая и угловатая. В виде примеси встречаются обломки кремнистых пород.

Цемент поровый и базального типа. Зерна кварца обнаруживают ясные следы коррозии, а некоторые зерна разбиты на отдельные сегменты или имеют лоскуто-видные очертания.

Другие разности песчаников почти целиком утрачивают первичную обломочную структуру и превращены в криптокристаллический кварцевый агрегат, переполненный мельчайшими остаточными зернышками кварца, среди которых еще сохранились слабо затронутые растворением крупные кварцевые песчинки.

Наконец, встречаются разности, где псаммитовая структура утрачена полностью и порода целиком состоит из криптокристаллического кварцевого агрегата колломорфно-сгусткового строения, содержащего лишь отдельные мелкие, не до конца ресорбированные обломочные зерна кварца.

Цемент во всех разностях кварцитовидных песчаников сложен криптокристаллическим кварцевым агрегатом, загрязненным пылевидными частицами лейкоксена. Последние распределены в кремнистом агрегате неравномерно, образуя пятна, полосы и сгустки, сообщающие кремнистой массе колломорфное строение. К пылевидным выделениям лейкоксена местами примешиваются красные окислы железа. Наличие колломорфных структур свидетельствует о том, что криптокристаллический кварцевый агрегат образовался в породе за счет раскристаллизации кремневого геля.

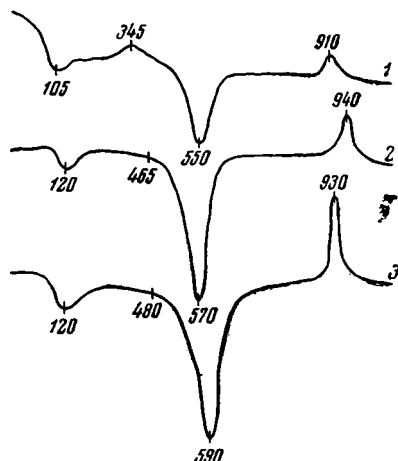
Интересно отметить, что отдельные кварцевые зерна обнаруживают следы регенерации, которая протекала раньше процессов коррозии.

Присутствие в криптокристаллическом кварцевом цементе пылевидных выделений лейкоксена в форме колломорфных скоплений и сгустков говорит о том, что титан перемещался совместно с кремнеземом.

Опоковидные песчаники внешне не отличаются от песчаников с кремнистым цементом.

Под микроскопом они обнаруживают резко выраженное разнозернистое строение и состоят в основном из кварцевых зерен, погруженных в криптоволоконистый агрегат глинисто-опалового состава. В виде примеси встречаются обломки кремнистых и кварцитовидных пород. Значительно реже встречаются опоковидные песчаники с псевдобобовой микроструктурой. Под микроскопом они состоят из буроватой глинисто-опаловой массы псевдобобового строения, переполненной алевритовыми и песчаными зернышками кварца.

Основная глинисто-опаловая масса, цементирующая обломки, окрашена в буроватый цвет, интерферирует в низких серых тонах и распадается на различного размера псевдобобовины, имеющие овальную или угловато-округлую форму. Сложены псевдобобовины тонко чешуйчатым низко

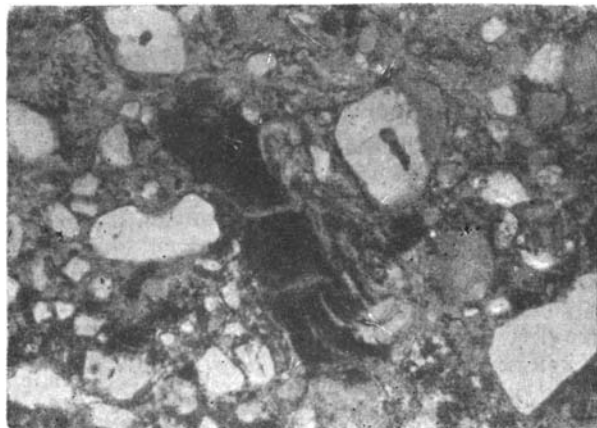


Фиг. 75. Кривые нагревания каолиновых глин сарысуйской свиты из разреза у станции Новорудная

1 — глина красная (обр. 140); 2 — глина пестроокрашенная (обр. 385); 3 — глина серовато-белая (обр. 388)

интерферирующим глинистым агрегатом. Промежутки между псевдобобовинами и зернами кварца выполнены глинисто-опаловым агрегатом или глинистыми колломорфными образованиями. Местами отчетливо видно, что псевдобобовины образуются в процессе замещения кварцевых зерен глинистым веществом (фиг. 76).

В шлифах отчетливо прослеживаются последовательно все стадии этого процесса: от образования по периферии кварцевых зерен мелких заливчиков и бухтовидных втеков глинистого вещества до полных глинистых



Фиг. 76. Микроструктура песчано-глинисто-опаловой породы из разреза у станции Новорудной. Видно зерно кварца, частично замещенное глинистым агрегатом. Увел. 54, ник. ||

псевдоморфоз. При этом глинистый агрегат, замещающий кварц, сохраняет форму кварцевого зерна. Однако, по-видимому, не все псевдобобовины образуются таким путем, так как некоторые из них содержат в виде включений по несколько кварцевых песчинок, имеющих различную оптическую ориентировку. Встречаются бобовинки, пронизанные опаловыми жилками. Возможно, что псевдобобовая структура возникает местами и в связи с неравномерным, жилковато-пятнистым расположением опаловых агрегатов.

Обломочные зерна кварца имеют округлую и угловато-округлую форму. Наблюдается как замещение кварцевых зерен глинистым веществом, так и опалом, а отдельные зерна кварца обнаруживают следы регенерации. Очевидно, кварц был регенерирован до опализации породы, так как глинистый опаловый агрегат корродирует регенерированную кварцевую оторочку, захватывая иногда и ядро.

Опал распределен в породе неравномерно. Выделения опала, в связи с криптокристаллическим сложением, имеют вид буровато-серых, мало прозрачных мазков и пятен, пронизывающих глинистую массу породы. Местами опал приобретает роль цемента и заполняет промежутки между псевдобобовинами и зернами кварца.

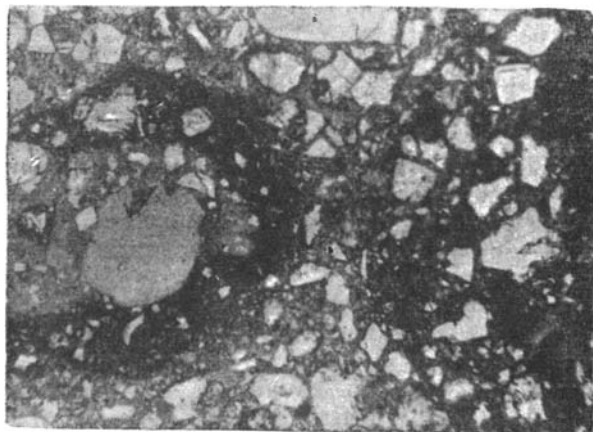
Встречаются также выделения опала колломорфного строения, образовавшиеся, по-видимому, в процессе замещения колломорфных глинистых образований. Опал является здесь наиболее поздним по времени образования минералом.

Описанные выше минеральные замещения позволяют наметить следующую последовательность их выделения:

а) к наиболее ранним процессам, по-видимому, относится регенерация кварцевых зерен;

б) затем следует процесс замещения обломочных (иногда регенерированных) зерен кварца глинистым агрегатом;

в) параллельно или близко по времени с образованием глинистых псевдоморфоз по обломочным зернам кварца шло выделение колломорфных глинистых образований;



Фиг. 77. Сильно выщелоченные железистые бобовины в песчаном бобовом железяке. Увел. 46, ник. ||

г) наконец, к наиболее поздним этапам относится опализация породы: замещение глинистых агрегатов опалом, образование опаловых прожилок и коррозия опалом кварцевых зерен.

Песчанистые бобовые железяки представлены белесовато-красной или вишнево-красной плотной песчано-железистой породой, включающей железистые бобовины размером от 1 мм до 1—1,5 см. Бобовины сложены красновато-серой рудной массой или бархатисто-красным охристым агрегатом. Форма бобовин округлая или угловато-округлая. В некоторых случаях цементом бобовин служит бурая глинистая масса.

Под микроскопом песчанистые бобовые железяки обнаруживают псаммитовую структуру (фиг. 77) и разнотекстурное сложение и состоят из кварцевых зерен, сцементированных слабо окрашенным, сильно выщелоченным железистым агрегатом. В песчано-железистой массе цемента разбросаны различного размера железистые бобовины, которые резко отличаются от основной массы породы и так же, как и вмещающая их масса, имеют псаммитовую структуру. Сложены бобовины зернами кварца, сцементированными непрозрачными окислами железа с металлическим блеском в отраженном свете. Отдельные бобовины сильно выщелочены и тогда имеют расплывчатые контуры. Местами пустотки выполнены гипсом.

Красные каолиновые глины, сопровождающие красные бобовые железяки, макроскопически представляют собой кирпично-красные сильно песчанистые глины комковатого сложения, легко растирающиеся пальцами в маркий грубый порошок. Под микроскопом они состоят из бурой глинистой массы, обогащенной зернышками кварца и отдельными железистыми бобовинами.

Основная глинистая масса имеет сгустковое строение, интерферирует в низких серых тонах и неравномерно окрашена окислами железа и

красновато-бурый цвет. Основным компонентом глинистой массы является каолинит (см. фиг. 75, обр. 140).

Зерна кварца распределены в глинистой массе неравномерно и имеют угловато-округлую, редко округлую форму. В виде единичных зерен были встречены обломки кварцитов, кремнистых пород и зерна полевого шпата. Бобовины сложены непрозрачной массой окислов железа и переполнены зернышками кварца. Форма бобовин округлая. Отдельные бобовины представлены обломками.

Железисто-кремнистая каолиновая подформация верхнеолигоценового возраста

Железисто-кремнистая каолиновая подформация на изученной нами территории представлена отложениями наурзумской и чаграйской свит верхнего олигоцена, развитых в Тенгизской впадине и образующих шлейф на западном склоне Казахского щита, выклинивающийся в глубь Тургайского прогиба.

В верхнем олигоцене и в Тенгизской впадине и на восточном склоне Тургайского прогиба развивается одна и та же железисто-кремнистая каолиновая подформация.

Это объясняется тем, что здесь накапливались переотложенные продукты коры выветривания, сносимые в обоих случаях с Кокчетавского поднятия и Сарысу-Тенгизского водораздела. В пределах Тенгизской впадины отложения железисто-кремнистой подформации приурочены преимущественно к ее осевым частям, тогда как более древние отложения железистой и бокситоносной подформаций палеоцен-эоценового возраста тяготеют к ее краям.

Очевидно, в связи с более интенсивным развитием в осевой части впадины эрозийной сети, более древние отложения были размывы и сохранились лишь в ее прибрежных частях. По этой же причине более молодые олигоценовые отложения железисто-кремнистой подформации сосредоточены в осевых частях впадины.

Чаграйская и наурзумская свиты восточного склона Тургайского прогиба и Тенгизской впадины

На восточном склоне Тургайского прогиба верхнеолигоценовые отложения представлены песчано-каолиновой толщей, залегающей с резким размывом на подстилающих породах (фиг. 78). Песчано-галечные отложения нижней части толщи соответствуют чаграйской свите Тургай и Северного Приаралья, а верхние песчано-глинистые — наурзумской (Яншин, 1953).

Чаграйская свита представлена белыми косослоистыми, плохо сортированными кварцевыми песками и галечниками с линзами кварцитовидных и железистых песчаников и прослоями сильно песчаных каолиновых глин. Наурзумская свита — белыми, иногда фиолетовыми, розовыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами, глинистыми алевролитами и песками с прослоями и гнездами белесо-фиолетовых глинисто-кремнистых пород и красных бобовых железняков. Общая мощность обеих свит колеблется от 1—5 до 30—35 м.

Кварцитовидные песчаники тяготеют к эрозийным углублениям подошвы чаграйской свиты, но встречаются караваями и среди песчаных глин и глинистых песков наурзумской свиты. Кварцевые песчаники часто переходят в гравелиты и конгломераты с криптокристаллическим кварцевым цементом.

Кремнистые породы развиты в верхних горизонтах разреза, где залегают в виде маломощных, близко расположенных прослоев мощностью 0,1—0,4 м (р. Ашитастьтургай и др.) или образуют послойно вытянутые гнезда и пятна (р. Арчалы, приток р. Ашитастьтургай). Красные бобовые железняки в разрезе р. Арчалы лежат выше кремнистых пород или фациально замещают их по простиранию.

Толща в целом имеет линзовидно-пластовое строение. Мощность прослоев измеряется дециметрами и не превышает 1,5—2 м. Слои несут линзовидный характер и более или менее быстро выклиниваются по простиранию. В отдельных прослоях наблюдается ясно выраженная горизонтальная или косая слоистость аллювиального типа. Местами наблюдается срезание одного слоя другим.

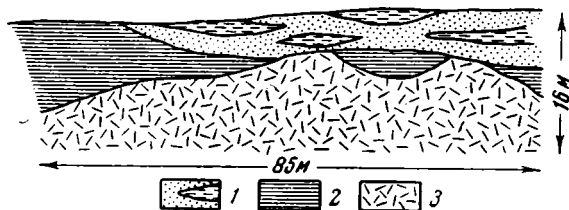
В области Казахского щита этого типа отложения широко развиты в осевой части Тенгизской мульды (Ладыженское плато). Здесь мощность этих отложений не превышает 10 м.

Каолиновые глины наурзумской свиты мучнистые, маркие и рассыпаются в рыхлую порошокватую массу. Под микроскопом они обнаруживают чешуйчатое и чешуйчато-волокнистое строение и состоят из глинистой массы, образованной чешуйками каолинита со следующими оптическими свойствами: $Ng' = 1,571—1,565$; $Np' = 1,560—1,550$; $Ng - Np = 0,005—0,006$.

В пятнистоокрашенных разностях глин глинистая масса пигментирована непрозрачными, точечными зернышками красных окислов железа. Последние распределены в породе неравномерно и образуют в глине неясно очерченные, округлой формы скопления, придающие породе пятнистый характер. В алевроитовых разностях глин присутствуют листочки гидратизированного мусковита и бурые продукты разрушения биотита. Зернышки кварца составляют до 30—40 % общей массы породы. Форма зерен неправильно-округлая, иногда угловатая. В виде единичных зерен встречены полевой шпат, турмалин и циркон. Кривые нагревания глин (фиг. 79) обнаруживают три типичные для каолинита остановки, но высокотемпературная экзотермическая остановка не всегда резко выражена, что, очевидно, связано с примесью гидрослюд.

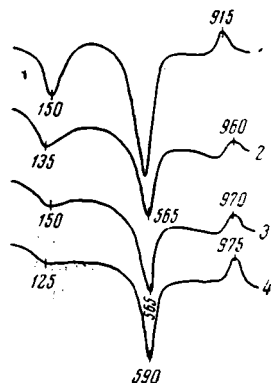
На электронной микрофотографии глины видны круглые, мало прозрачные листочки обломочного каолинита, возможно, с примесью листочков гидрослюды.

Наличие в некоторых разностях глин гидрослюды подтверждается присутствием щелочей. Так, в белой каолиновой глине с р. Толсай (приток р. Ашитастьтургай) содержание K_2O достигает 1,52 % (табл. 36).



Фиг. 78. Характер залегания песков чаграйской свиты на глинах чеганской свиты по р. Тастытургай

1 — пески чаграйской свиты с линзами каолиновых глин; 2 — глины чеганской свиты; 3 — кора выветривания пород палеозоя. Рис. Д. С. Соколова



Фиг. 79. Кривые нагревания глин наурзумской свиты

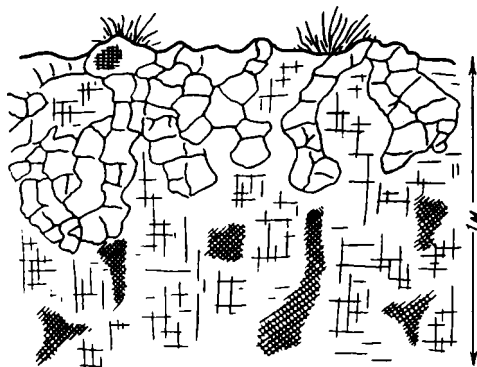
1 — глина белая, маркан, р. Акчалы, приток р. Ашитастьтургай; 2 — глина пепельно-серая, р. Карынсалды (по И. Е. Моляровой); 3 и 4 — глины белые, р. Карынсалды (по И. Е. Моляровой)

Химический состав пород наурзумской свиты Казахского щита (в %)

Район	Река Толсай	Река Арчалы (приток р. Ашитасть-тургай)			Река Кара-тургай, севернее могилы Энедын (по Г. И. Немнову)	Тенгизская впадина, р-н пос. Ладженки (по О. А. Мазаровичу)
Порода	Глина белая алевроитовая	Красный песчанистый бобовый железняк		Белая кремнистая порода	Белая кремнистая порода	
№ обр.	7036—1	7467	7918—1	7062—4	—	—
SiO ₂	64,60	50,40	57,66	91,48	84,4	95,06
TiO ₂	1,40	1,39	—	—	1,57	1,21
Al ₂ O ₃	16,61	6,68	18,83	2,95	3,69	0,11
Fe ₂ O ₃	5,33	35,22	16,97	—	6,89	2,53
FeO	0,36	—	—	—	—	—
CaO	0,25	—	—	—	0,25	0,36
MgO	0,34	—	—	—	—	0,08
Na ₂ O	0,86	—	—	—	—	—
K ₂ O	1,52	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,98	1,22	1,30	—	0,37	0,20
П. п. н.	7,86	6,04	4,69	—	2,0	0,18
Сумма	100,11	100,95	99,45	94,43	99,17	99,73

Кремнистые породы, как уже было отмечено выше, встречаются в отложениях наурзумской свиты в виде прослоев, неясно очерченных пятен и гнезд (фиг. 80).

Верхняя поверхность кремнистого прослоя всегда ровная, а нижняя часто осложнена корневидными отростками и жилами. Число кремнистых прослоев не превышает 2—3. Обычно они отделены друг от друга прослоями глин мощностью 0,5—1 м.



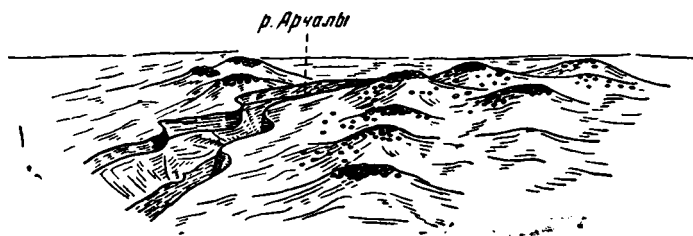
Фиг. 80. Гнезда кремнистых пород в глинах наурзумской свиты р. Арчалы

Кремнистые породы крепкие, с ровным шероховатым изломом и мелкостолбчатой и кусковой отдельностью. Они равномерно или пятнисто окрашены в белый, белесо-фиолетовый, реже малиновый цвет. Внешне эти породы напоминают мергели. В большинстве случаев они структурно однородны, иногда слоисты, но в единичных случаях среди них встречаются разности брекчиевидного сложения.

Под микроскопом кремнистые породы состоят из однородного криптокристаллического кремнистого агрегата, пронизанного буроватыми пылевидными частицами лейкоксена, образующими флюидальные потоки, полосы и пятна. В разностях, окрашенных в малиновый цвет, вся кремнистая масса пронизана красными окислами железа. Окислы железа имеют вид пятен и шнуровидных обособлений с неправильными бахромчатыми очертаниями. Окислы железа непрозрачны и окрашены в отраженном све-

те в красный цвет. В тех случаях, когда кремнистые породы залегают среди песчаных или алевроитовых глин, они обогащаются кварцевыми зернами. Зерна кварца распределены в кремнистой массе неравномерно и часто образуют скопления.

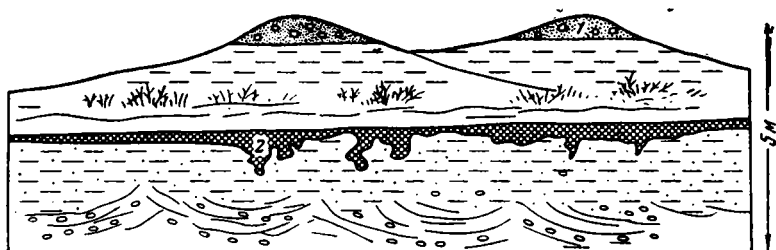
В пределах Тенгизской впадины аналогичного типа кремнистые породы были встречены среди белых каолиновых глин в районе пос. Ладыженка. По данным химического анализа, кремнистые породы состоят на 84,4—95,06 % из SiO_2 (табл. 36).



Фиг. 81. Приречной мелкосопочник р. Арчалы с шапками красных бобовых железняков наурзумской свиты.

Рис. И. А. Косоровой

Красные бобовые железняки по р. Арчалы (приток Ашитастьтургай) лежат стратиграфически выше горизонта кремнистых пород и отделены от последних прослоем песчаных каолиновых глин мощностью 2 м (фиг. 81 и 82).



Фиг. 82. Прослой красных бобовых железняков (1) и глинисто-кремнистых пород (2) в наурзумской свите р. Арчалы

Железняки представлены малиново-красной крепкой тяжелой породой бобовой структуры. Бобовины имеют различную величину, но наиболее крупные из них не превышают 1 см. Форма их округлая или овальная. Цемент плотный, малиново-красный или красный, излом неровный. Бобовые красные железняки залегают линзами среди песков и песчаных глин. При этом зернышки кварца хорошо видны в них невооруженным глазом.

Химический состав песчаных красных бобовых железняков р. Арчалы приведен в табл. 36. Под микроскопом они состоят из непрозрачных железистых бобовин, погруженных в малопрозрачную песчано-железистую массу. Зернышки кварца присутствуют как в основной массе породы, так и в железных бобовинках. Размер их колеблется от 0,01 до 0,10 мм. Бобовины имеют размер 2—3 мм и местами очень неясно выделяются среди массы цемента. В некоторых разностях в песчано-железистой массе цемента различаются участки, лишенные окислов железа, сложенные криптокристаллическим кремнистым агрегатом. Окислы железа, слагающие

бобовины, так же как и окислы железа основной массы, мало прозрачны и просвечивают красно-бурым цветом. Отдельные бобовины сложены янтарно-желтым агрегатом лимонита.

Пески слагают нижние горизонты свиты, а в верхних горизонтах они чередуются с глинами и алевролитами.

Особенно полно песчаные отложения чаграйской свиты вскрыты по р. Тастытургай, где мощность их превышает 20 м. Свита в целом ясно слоистая и представлена сложным чередованием мелкозернистых и галечных песков с тонкими прослоями глин. Цвет песков белый и серовато-белый. Глинистые пропластки служат водоупором, поэтому в кровле их часто развиваются корочки песчанистого лимонита, а линзы грубозернистого песка обохрены или превращены в железистые песчаники и гравелиты с бурым лимонитовым цементом.

Ожелезнение песков связано с высачиванием грунтовых вод. Состав песков кварцевый, в виде примеси присутствуют листочки слюды и единичные зернышки кислого плагиоклаза. В гравийных и галечных песках наряду с кварцевой галькой присутствует галька окремнелых турнейских известняков.

Кварцитовидные песчаники представлены очень крепкой сливной породой с жирным стекловидным блеском. На поверхности раскола часто видны прозрачные зернышки кварца, к которым иногда примешиваются гравий и галька молочно-белого кварца и обломки турнейских известняков. Цементом служит криптокристаллический кварцевый агрегат, обогащенный пылевидными частицами лейкоксена и иногда красных окислов железа. При этом обломочные зерна кварца часто сильно корродированы цементирующим кремнистым агрегатом.

Для песчаных отложений чаграйской свиты р. Тастытургай восточного борта Тургайского прогиба характерна циркон-лейкоксен-ильменитовая

Таблица 37

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций песков чаграйской свиты района р. Тастытургай

№ обр.	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Брунгит и анатаз	Дистен	Ставролит	Андалузит	Эпидот	Агрегатные сростки	Окислы железа
Фракция 0,25—0,1 мм													
79—2	0,34	44,8	42,5	4,6	5,4	+	2,1	—	0,3	+	—	0,3	+
79—3	0,47	50,5	32,0	9,1	5,7	1,5	0,8	+	0,4	+	—	—	—
Фракция 0,1—0,05 мм													
79—2	0,97	21,9	18,3	23,1	5,2	2,1	28,1	—	0,2	0,2	+	—	0,9
79—3	2,54	24,9	22,2	28,0	3,1	1,1	15,7	0,4	+	—	0,4	—	4,2

ассоциация, обогащенная брукитом и анатазом (табл. 37). В виде примеси присутствуют турмалин и рутил. Примесь метаморфических минералов весьма незначительна, из них отмечены ставролит, дистен и андалузит. В виде единичных зерен встречен эпидот. Зерна минералов почти не окатаны, а такие минералы, как циркон, турмалин и рутил, часто сохраняют свойственные им кристаллографические очертания.

Характерно присутствие зональных кристаллов циркона, иногда окрашенных в розоватый цвет. Турмалин представлен призматическими

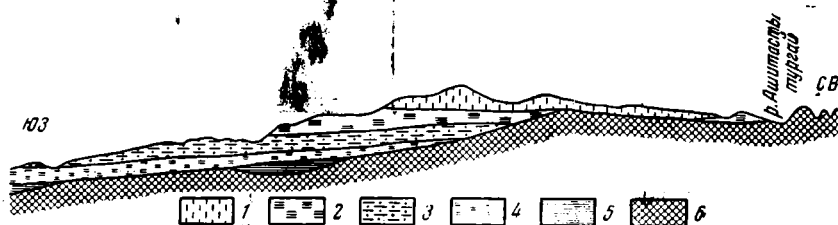
кристаллами, лишенными конечных граней, часто с включениями рудной пыли и плеохроизмом от розово-бурого до темно-зеленого. Брукит и анатаз встречаются в виде многочисленных мелких зерен ксеноморфной, реже квадратной формы, по-видимому, образовавшихся в процессе раскристаллизации обломочного лейкоксена. Андалузит присутствует в виде бесцветных, ксеноморфных зерен без следов окатанности. Отдельные зерна андалузита неравномерно окрашены в розовый цвет.

Лигнитоносная каолиновая подформация среднего олигоцена

Лигнитоносная каолиновая подформация на изученной нами территории представлена среднеолигоценовыми отложениями: кутанбулакской и чиликтинской свитами восточного борта Тургайского прогиба и лигнитоносной свитой верховий Сарысу.

Кутанбулакская и чиликтинская свиты восточного борта Тургайского прогиба

В восточном борту Тургайского прогиба кутанбулакская и чиликтинская свиты (фиг. 83) еложены глинами и глинистыми алевроитами белого и зеленовато-белого цвета, окрашенными с поверхности в светло-бурые тона.



Фиг. 83. Характер залегания отложений чиликтинской и наурзумской свит на восточном склоне Тургайского прогиба (район р. Ашитастургай)

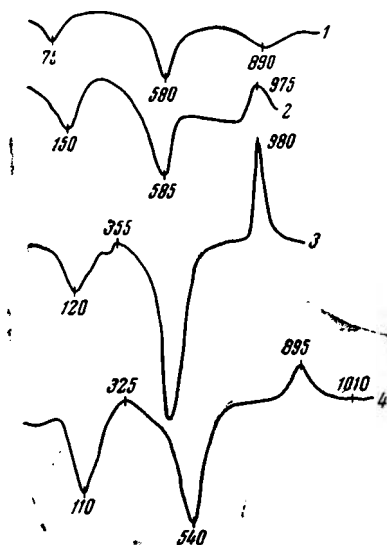
1 — жиландинская свита и четвертичные суглинки; 2 — аральская свита; 3 — наурзумская свита; 4 — чиликтинская свита; 5 — чеганская свита морского палеогена; 6 — палеозойские отложения

В некоторых разрезах отмечены линзы косослоистых галечных песков, а в верхних горизонтах — прослои фиолетовых, малиново-красных и пятнистоокрашенных глин (0,5—2 м). Общая мощность отложений 20—40 м.

Состав глин гидрослюдисто-каолининовый, алевроитовые частицы представлены главным образом кварцем; в небольшом количестве встречаются кислый плагиоклаз и мусковит.

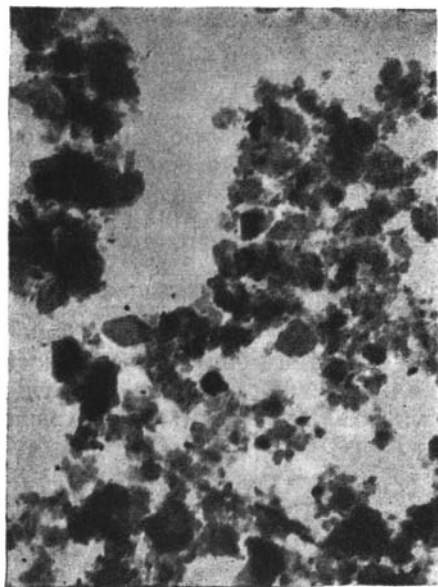
Глины чиликтинской свиты (реки Каракудук и Жусалысай) довольно однообразны и отличаются друг от друга в основном количеством алевроитового материала. Основная глинистая масса в шлифе слегка окрашена в зеленоватый цвет, а в выветрелых разностях она имеет буроватую или бурую окраску. В малиновых и пятнистоокрашенных разностях вся глинистая масса пигментирована мельчайшими, точечными зернышками красных окислов железа. Почти постоянно присутствуют алевроитовые зернышки кварца. Форма зерен неправильная или угловато-округлая. С увеличением количества песчаного материала глины постепенно переходят в глинистые алевроиты. В некоторых разностях глин в значительном

количестве встречаются тонкие листочки мусковита. Оптические свойства глинистых агрегатов (фракция $<0,001$ мм) указывают на смешанный гидрослюдисто-каолинитовый состав глин: $Ng' = 1,571 - 1,570$; $Np' = 1,560 - 1,558$; $Ng - Np = 0,010 - 0,011$. Кривая нагревания каолинового типа, но с более резко выраженной низкотемпературной остановкой (фиг. 84)



Фиг. 84. Кривые нагревания глин чиликтинской и лигнитоносной свит

Чиликтинская свита р. Каракудук (восточный борт Тургайского прогиба): 1 — глина белая алевроитовая (обр. 7049—1); 2 — глина голубовато-белая (обр. 7047—1); 3 — глина голубовато-белая, фр. $< 0,001$ мм (обр. 7054—6). Глина лигнитоносной свиты верховьев р. Сарысу: 4 — глина серая, слоистая (обр. 142—2)



Фиг. 85. Электронная микрофотография зеленовато-белой глины чиликтинской свиты р. Каракудук восточного склона Тургайского прогиба. Видны мелкие листочки каолинита и более крупные угловатые, мало прозрачные пластинки гидрослюда. Увел. 12 400. Фото

Д. Д. Котельникова

Крупная пелитовая и тонкая алевроитовая фракции глин сложены гидрослюдой.

По данным химического анализа (табл. 38) пелитовой фракции отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,4 : 1$ (без дисперсного кварца), содержание K_2O низкое (0,86 %), процент гигроскопической влаги невысокий ($H_2O^- - 5,10$ %).

Обращает на себя внимание довольно высокое содержание в глинистой фракции Fe_2O_3 (6,9 %). Поскольку железистый пигмент в ней отсутствует, то можно думать, что повышенное содержание Fe_2O_3 обусловлено примесью какого-то железосодержащего глинистого минерала. Наиболее вероятна гидрослюда, так как примесь монтмориллонита исключается низким процентом гигроскопической влаги и значительной величиной показателей преломления глинистых агрегатов. С примесью железистой гидрослюда, очевидно, связана и способность глин буреть на поверхности. На электронной микрофотографии глины (фиг. 85) видны различного размера чешуйки, иногда с псевдогексагональными ограничениями, характерными для каолинита.

Таблица 38

Химический состав (в %) и оптические свойства глин чилик-тинской свиты восточного борта Тургайского прогиба (р. Каракудук) и лигнитоносной свиты верховьев р. Сарысу

Район	Река Каракудук (приток р. Каратургай)		Верховья р. Сарысу, скв. 215
Порода	Глина голубовато-белая (Фр. < 0,001мм)	Глина белая (не отмученная)	Глина светло-серая, слоистая (Фр. < 0,001 мм)
№ обр.	7054—6	—	142—2
SiO ₂	44,16	50,88	45,57
TiO ₂	0,72	0,84	0,84
Al ₂ O ₃	29,15	23,11	27,76
Fe ₂ O ₃	6,90	3,70	4,54
FeO	0,36	0,25	0,83
CaO	0,84	0,53	0,84
MgO	1,10	0,62	1,91
Na ₂ O	0,30	3,70	0,49
K ₂ O	0,86	1,82	2,30
H ₂ O ⁺	10,40	10,89	7,91
H ₂ O ⁻	5,10	2,19	6,72
CO ₂	0,12	—	Нет
C	0,14	—	0,35
Органич. вещество	0,09	—	—
Сумма	100,24	98,53	100,06
Дисперсный кварц	3,04	Не опр.	2,52
Аморфная SiO ₂	2,20	—	1,99
SiO ₂ :Al ₂ O ₃ (без кварца)	2,4 : 1	—	2,6 : 1
Ng'	1,571	—	1,559
Np'	1,560	—	1,553
Ng—Np	0,011	—	0,006

Лигнитоносная свита верховьев р. Сарысу

В верховьях Сарысу среднеолигоценовые отложения вскрыты скв. 215. Они представлены здесь тонкослоистыми светло- и темно-серыми глинами и глинистыми алевритами, содержащими растительные остатки и инкрустации марказита по растительным остаткам. В основании разреза вскрыты пески и галечники. Галька грубоокатанная из местных палеозойских (преимущественно кремнистых) пород, размер ее 3—7 см.

В глинах и алевритах Т. В. Погадаевой была обнаружена пыльца среднеолигоценового возраста. Преобладает пыльца смешанно-широколиственных листопадных пород. В виде отпечатков встречены листья вяза и дуба. Общая мощность отложений около 20 м.

Состав глин гидрослюдисто-каолинитовый. В песчаных фракциях преобладают кварц и обломки кремнистых и кварцитовидных пород. В тяжелой фракции обилие эпидот.

Пески лигнитоносной свиты разнозернистые, в основном кварцевые со значительной примесью кремнистых и кварцитовидных пород. В виде отдельных мелких зерен присутствует микроклин. Песчаный материал плохо окатан. Форма зерен угловатая и неправильная, но со сглаженными углами. Цемент глинистый, базального типа, по составу аналогичный составу глин.

Глины светло- и темно-серые, тонкослоистые. Под микроскопом обнаруживают ориентированно-волокнистое строение и состоят из вытянутых по слоистости бесцветных чешуек и волоконцев глинистого минерала с $Ng' = 1,559$; $Np' = 1,553$; $Ng - Np = 0,006$.

Местами различаются буроватые криптоволоконистые продукты разрушения биотита. Алевритовые зернышки кварца и полевого шпата встречаются в виде редко рассеянных включений или образуют вытянутые по слоистости линзовидные скопления. Довольно часто встречаются гумусированные растительные остатки и единичные чешуйки гидратированного мусковита.

Таблица 39

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород лигнитоносной свиты верховьев р. Сарысу (скав. 215)

№ образ.	Порода	% тяжелой фракции	Лейкоксен	Ильменит	Циркон	Турмалин	Рутил	Анализ и брукит	Андалузит	Гранат	Цестен	Группа эпидота
Фракция 0,25—0,1 мм												
142—1	Глина песчаная	1,6	37,3	30,7	—	2,9	—	—	1,4	0,7	—	27,0
142—3	Песок глинистый	2,0	42,7	7,8	—	6,8	—	—	2,8	—	—	39,9
142—5	То же	1,0	32,3	28,4	2,9	7,9	—	—	6,3	4,5	—	18,0
Фракция 0,1—0,05 мм												
142—1	Глина песчаная	1,5	12,4	25,6	19,1	1,3	2,6	2,2	0,3	1,3	—	35,2
142—2	Глина	1,5	11,5	24,0	26,7	5,3	19,2	5,7	0,3	0,3	0,3	6,7
142—3	Песок глинистый	0,4	21,3	21,5	15,8	3,3	1,2	0,5	0,4	0,4	—	44,6
142—5	То же	2,2	21,2	15,0	19,9	1,3	1,9	1,6	0,3	1,0	—	37,8

Кривая нагревания фракции $<0,001$ мм этих глин каолинитового типа с тремя термическими остановками при 110, 540 и 895° (экзотермическая), но низкотемпературная остановка более резко выражена, по-видимому, в связи со смешанным каолинит-гидрослюдистым составом глин.

По данным химического анализа фракции $<0,001$ мм (табл. 38) содержание K_2O достигает 2,30%. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,6 : 1$ (с учетом дисперсного кварца). Содержание гигроскопической влаги среднее ($H_2O^- = 6,72\%$). На электронной микрофотографии видны дисперсные, плохо оформленные чешуйки, принадлежащие, вероятно, как гидрослуде, так и каолиниту.

Для тяжелой фракции и пород лигнитоносной свиты характерна эпидот-циркон-лейкоксен-ильменитовая ассоциация, обогащенная турмалином, рутилом, андалузитом, гранатом и аутигенным брукитом и анатазом (табл. 39). В отдельных образцах были встречены зональные кристаллики и агрегатные сростки целестина и шарики марказита.

КРАСНОЦВЕТНАЯ КАРБОНАТНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕГО ОЛИГОЦЕНА

Эта формация развита в южной половине района, где представлена среднеолигоценowymi отложениями: кендерлыкской свитой Чуйской синеклизы и Джезказганской впадины и кызылкульской свитой хребта Каратау. В настоящей работе проводится описание в основном кендерлыкской свиты.

*Кендерлыкская свита Чуйской синеклизы
и Джезказганской впадины*

Породы кендерлыкской свиты в северном борту Чуйской синеклизы окаймляют южные отроги Улутавского массива и слагают по Сарысу столовые останцы (см. фиг. 6). В Джезказганской впадине они выполняют пологие депрессии эрозионного происхождения. Отложения кендерлыкской свиты представлены красно-бурыми глинами мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Г л и н ы к р а с н о - б у р ы е, плотные, часто мергелистые, иногда заметно запесчаненные, часто содержат дендриты и налеты гидроокислов марганца. В виде прослоев и линз встречаются глины голубовато-зеленого цвета, нередко также мергелистые. Мергелистые разности глин каменисты, а бескарбонатные имеют творожистое сложение и часто обогащены мелкими известковистыми стяжениями размером от булавочной головки до 5 см. Редко рассеянные песчаные и алевроитовые частицы представлены кварцем, полевым шпатом, слюдой, хлоритом и кремнистыми породами.

Таблица 40

**Химический состав (в %) и оптические свойства глинистых фракций <0,001 мм
красно-бурых и зеленых глин кендерлыкской и кызылкульской свит**

Район	Чуйская синеклиза		Река Дулгалы-Жиланчик		Юго-западный склон хр. Каратау, гора Актюбе	
	Уроч. Кендерлык	Сай Нурайлы				
Порода	Глина красно-бурая мергелистая	Глина красно-бурая	Глина красно-бурая	Глина голубовато-зеленая	Глина красно-бурая	
№ обр.	199	30	533	534	61	60
SiO ₂	45,56	43,88	47,04	47,54	47,04	49,46
TiO ₂	0,73	0,66	0,81	0,83	0,56	0,68
Al ₂ O ₃	23,31	24,41	22,51	22,17	19,89	12,22
Fe ₂ O ₃	7,82	8,21	9,05	8,89	8,49	6,47
FeO	0,77	0,58	0,54	0,54	0,62	0,79
CaO	0,46	0,72	0,72	0,68	1,76	8,17
MgO	4,28	2,62	2,24	2,20	3,80	3,11
Na ₂ O	Нет	0,36	0,19	0,28	0,26	Не опр.
K ₂ O	3,56	3,18	4,16	4,32	3,68	» »
H ₂ O ⁺	6,98	6,31	6,17	6,41	11,32	9,58
H ₂ O ⁻	6,54	9,15	6,55	6,19	3,24	Не опр.
CO ₂	0,07	0,06	Нет	0,18	0,12	» »
C	0,14	0,19	0,07	0,05	Не опр.	» »
Органич. вещество	0,10	0,13	—	—	0,08	» »
Сумма	100,32	100,46	100,05	100,28	100,86	90,48
Дисперсный кварц	Не опр.	2,20	0,54	0,52	Не опр.	Не опр.
Аморфная SiO ₂	» »	2,21	4,76	5,50	» »	» »
SiO ₂ : Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,3 : 1	3,0 : 1	3,5 : 1	3,6 : 1	4,0 : 1	» »
Ng'	1,580	1,571	1,570	1,570	—	—
Np'	1,565	1,554	1,556	1,550	—	—
Ng—Np	0,015	0,017	0,014	0,020	—	—

Примесь песчаного материала обычно незначительная, но иногда достигает 9,6—16,9%. Примесь алевроита 10—12,5%. Структура породы в зависимости от количества песчаного и алевроитового материала псаммитопелитовая, алевропелитовая или пелитовая.

В голубовато-зеленых разностях глин основная глинистая масса почти бесцветна, с еле уловимым зеленоватым или буроватым оттенком, а в обохренных разностях более или менее интенсивно окрашена окислами железа в красно-бурый цвет. Красные окислы железа пронизывают всю глинистую массу породы или распределяются неравномерно, пятнами. Местами встречаются малопрозрачные скопления, имеющие вид мазков и пятен с красной окраской в отраженном свете.

Структура глинистой массы чешуйчато-волокнистая или беспорядочно-чешуйчатая. Состав глинистых агрегатов как в красных, так и в зеленых глинах гидрослюдистый. Показатели преломления глинистых агрегатов колеблются в следующих пределах: по $Ng' = 1,580-1,571$; по $Np' = 1,565-1,553$; $Ng - Np = 0,015-0,020$ (табл. 40, см. стр. 121).

Таблица 41

Дебаграммы красно-бурых и зеленых глин кендерлыкской свиты
(по С. И. Берхин и Т. А. Левкиной)

Уроч. Кен-дерлык		Река Дулгалы-Жиланчик				Уроч. Кен-дерлык		Река Дулгалы-Жиланчик			
Обр. 199		Обр. 533		Обр. 534		Обр. 199		Обр. 533		Обр. 534	
Глина красно-бурая		Глина красная		Глина зеленая		Глина красно-бурая		Глина красная		Глина зеленая	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
сн.	10,9	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	2,149
—	—	сн.	10,27	сл.	10,3	—	—	сл.	2,011	—	—
—	—	ср.	7,24	сл.	7,22	—	—	—	—	сл.	1,984
сл.	5,02	сл.	5,021	—	—	сл. р.	1,920	—	—	—	—
—	—	—	—	сл.	4,92	сл. р.	1,838	—	—	—	—
—	—	сн.	4,584	—	—	—	—	—	—	сл.	1,821
сн.	4,53	—	—	—	—	—	—	сл.	1,722	—	—
—	—	—	—	сл.	4,47	ср. р.	1,712	—	—	—	—
ср.	3,79	—	—	—	—	—	—	сл.	1,672	—	—
—	—	сл.	3,598	сл.	5,58	ср. р.	1,669	—	—	ср.	1,662
—	—	ср.	3,421	—	—	сл.	1,558	—	—	—	—
сн.	3,38	—	—	ср.	3,32	—	—	сн.	1,521	—	—
—	—	ср.	2,916	—	—	ср. ш.	1,513	—	—	—	—
ср.	2,85	—	—	ср.	2,850	—	—	—	—	—	1,503
—	—	сн.	2,615	—	—	сл. ср. р.	1,386	—	—	—	—
сн.	2,579	—	—	сл.	2,588	сл. р.	1,344	—	—	—	—
—	—	ср.	2,413	—	—	—	—	сл.	1,315	—	—
сл. р.	2,408	—	—	сл.	2,400	—	—	—	—	ср.	1,306
сл. р.	2,269	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	1,255

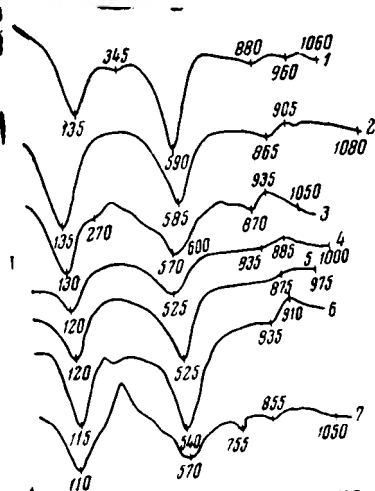
На рентгенограммах (табл. 41) наблюдаются характерные базальные рефлексы первого порядка минералов группы гидрослюд: 10,3—10,9 (рефлексы 10,3—10,9; 4,47—4,58; 2,57—2,61; 1,51—1,5). Гидрослюда, по-видимому, относится к железосодержащей разности, так как содержание Fe_2O_3 в зеленой необоженной глине достигает 8,89%. Очевидно, в гидрослуде значительная часть Al^{3+} в октаэдрических позициях замещена Fe^{3+} . На кривых нагревания глинистых фракций глин (фиг. 86) фик-

сируются две эндотермические остановки при $110-135^{\circ}$ и $525-590^{\circ}$, связанные, по-видимому, с дегидратацией основного слоистого минерала. Третья эндотермическая остановка появляется при $865-880^{\circ}$. Она не на всех кривых выражена одинаково четко и нередко сочетается с небольшой эндотермической остановкой при 270° . Дополнительные эндотермические остановки связаны, по-видимому, с примесью магнезиального силиката, так как на электронных микрофотографиях глинистых фракций глин видны игольчатые кристаллики минерала типа палыгорскита или α -сепиолита (фиг. 87). Иголочки магнезиальных силикатов были отмечены в красноцветах Чуйской синеклизы и предгорий хребта Б. Каратау. В красноцветах Джезказганской впадины их нет.

Примесь магнезиального силиката объясняет и повышенное содержание в некоторых разностях глин MgO (до 4,28%).

Результаты химического анализа (табл. 40) находятся в полном соответствии с оптическими и термическими данными и подтверждают гидрослюдистую природу глин. Отношение основных окислов $SiO_2 : Al_2O_3$ близко 3—4, содержание K_2O достигает 3,18—4,32, а содержание гигроскопической влаги иногда довольно высокое (H_2O^- — 6,19—9,15%).

Высокий процент Fe_2O_3 связан с красным железистым пигментом и присутствием окисного железа в решетке гидрослюды. В образце из сая Курайлы (табл. 40, обр. 30) листочки гидрослюды, судя по электронной микрофо-



Фиг. 86. Кривые нагревания фр. < 0,001 мм глин кендерлыкской и кызылкульской свит (карбонаты удалены 2% HCl)

1 — глина красно-буряя (обр. 88), сай Курайлы; 2 — глина красно-буряя (обр. 30), сай Курайлы; 3 — глина красно-буряя (обр. 199), уроч. Кендерлык; 4 — глина красно-буряя (обр. 533), р. Дулгалы-Жиланчик; 5 — глина зеленая (обр. 534), р. Дулгалы-Жиланчик; 6 — глина красно-буряя (обр. 212), Карсакпайский тракт (в 1,5 км к северу от пикета № 6); 7 — глина красно-буряя не отмученная (обр. 61—1), гора Актобе, юго-западный склон хр. Каратау



Фиг. 87. Электронная микрофотография красно-бурой мергелистой глины (обр. 199) кендерлыкской свиты из уроч. Кендерлык. Видны изометрические полупрозрачные пластинки гидрослюды и игольчатые кристаллы магнезиального силиката. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

тографин, заметно монтмориллонитизированы. Примесь монтмориллонита проявляется и на кривой нагревания: низкотемпературная эндотермическая остановка при 135° приобретает значительный размах и по степени интенсивности достигает второй эндотермической остановки (при 585°). В химических анализах присутствие монтмориллонита скажется в повышенном содержании гигроскопической воды (H_2O^- — 9,15%). Содержание MgO достигает 2,62%.

Таким образом, изучение глинистых фракций глин кендерлыкской свиты показало, что основным компонентом красно-бурых и голубовато-зеленых глин являются железосодержащие гидрослюды. В виде примеси присутствуют магнезиальный силикат и иногда монтмориллонит.

В сильно мергелистых разностях глин (с содержанием карбоната до 60%) вся масса породы в шлифе кажется целиком карбонатной, только окрашенной в связи с присутствием глинистого вещества в бурый или зеленоватый цвет.

Карбонатная часть породы сложена кальцитом, представленным мелкими прозрачными зернышками и зернистыми сростками. Последние собраны в кучевидные скопления и прожилки и более или менее равномерно рассеяны по всей массе породы. Местами различаются мергелистые стяжения округлой формы, образованные малопрозрачным, криптокристаллическим агрегатом глинисто-карбонатного состава. В отдельных шлифах были отмечены срезы обломков известковистых раковин и единичные обломки костной ткани.

Минералы тяжелой фракции. Основными минералами тяжелой фракции глин Сарысу являются ильменит, лейкоксен и эпидот, а по Чу (низовья) в глинах и песках (табл. 42) к ильмениту, лейкоксену и эпидоту присоединяется роговая обманка (5,6—27,0%). В виде примеси

Т а б л и ц а 42

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции (0,25—0,05 мм) пород кендерлыкской свиты низовьев р. Чу

№ обр.	Порода	% тяжелой фракции	Ильменит и лейкоксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Апатит	Диасп	Ставролит	Гранат	Андалузит	Шпинель	Силлиманит
44	Глина красная . . .	0,68	48,3	7,2	2,7	1,9	1,2	0,2	0,2	0,7	2,9	0,5	—	+
48	То же	1,34	42,8	6,9	0,1	0,1	0,3	0,1	+	0,1	4,1	+	+	—
49	Глина красно-бурая	1,40	44,8	4,8	+	+	3,3	—	—	+	2,5	—	—	+
51	Песок разнозернистый	3,38	28,0	1,3	0,3	+	2,4	—	—	—	1,0	—	—	—

Т а б л и ц а 42 (окончание)

№ обр.	Порода	Грушья эпидота	Роговая обманка зеленая и бесцветная	Роговая обманка бурая	Глаукофан	Ромбический пироксен	Моноклинный пироксен	Биотит	Зеленая слюда	Барит	Целестин	Ангидрид	Карбонат
44	Глина красная . . .	27,5	5,6	—	0,2	+	+	0,2	+	—	—	0,5	0,2
48	То же	19,4	18,5	+	0,1	—	—	0,3	—	0,8	6,4	—	+
49	Глина красно-бурая	24,9	17,9	+	+	—	0,8	—	0,2	0,8	—	—	—
51	Песок разнозернистый	36,1	27,0	—	0,3	—	0,5	—	—	—	3,1	—	—

в обоих районах в переменном количестве встречаются циркон, сфен, турмалин, рутил, гранат и гематит. По Чу к перечисленным минералам присоединяются единичные зерна дистена, ставролита, андалузита, силлиманита, глаукофана, пироксена (моноклинный и ромбический), шпинели, брукита, магнетита. Из аутигенных минералов, кроме кальцита, были отмечены барит, целестин и ангидрит.

Таким образом, состав аксессуарных минералов красно-бурых глин Чу значительно более сложный и разнообразный, чем в глинах Сарысу, что связано с большей удаленностью последней от области питания — Среднеазиатского горного пояса.

ПОЛИМИКТОВАЯ СЕРОЦВЕТНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕГО ОЛИГОЦЕНА

Эта формация гумидного типа развита в северном борту Чуйской синеклизы, где представлена верхнеолигоценовыми отложениями асказансорской свиты.

Асказансорская свита Чуйской синеклизы

В северном борту Чуйской синеклизы верхнеолигоценовые отложения асказансорской свиты (Никифорова, 1960) слагают плоские поверхности столовых останцев и часто представлены развалами кварцевых галечников. Остаточная мощность отложений асказансорской свиты достигает 50 м.

По Сарысу у мыса Аяккассаун отложения асказансорской свиты лежат на красно-бурых глинах кендерлыкской свиты, мощность их не превышает 5—6 м. Здесь тонкозернистые косослоистые пески чередуются с алевролитами и алевроитовыми глинами. Цвет пород желтовато-белый. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до 0,6 м. Местами отмечены гнезда и линзы известковистых песчаников.

Пески и песчаники полимиктово-кварцевые. Под микроскопом пески с мыса Аяккассаун состоят из слабо окатанных кварцевых зерен размером от 0,2 до 0,6 мм. В виде примеси в значительном количестве встречаются зернышки микроклина, кислого плагиоклаза и обломки кварцитовидных и кремнистых пород.

Форма зерен угловатая, слабо окатанная. Зерна минералов часто покрыты с поверхности мало прозрачным железистым налетом, чем и обусловлена желтоватая окраска песков. Тот же состав имеют и пески с северного склона плато Тасбулак. В плотно сцементированных песчаниках с мыса Аяккассаун цементом служит мелкозернистый агрегат карбоната, зернышки которого содержат зонально расположенные, микроскопически мелкие включения. Цемент базального типа.

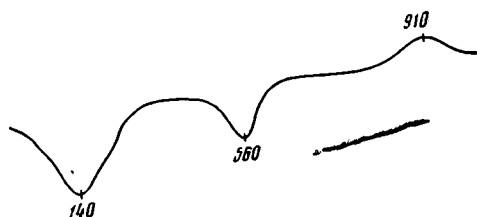
Глинистые алевроиты и алевроитовые глины. Алевроитовые глины в сыром виде плотные и вязкие, а в сухом распадаются на крупные, корявые кусочки. Глинистые алевроиты тонкослоистые, сравнительно рыхлые.

Под микроскопом алевроиты и глины состоят из разнотернистого агрегата кварцевых зерен и буроватого глинистого агрегата гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Помимо зерен кварца присутствуют микроклин, кислый плагиоклаз и единичные листочки слюды. Из аксессуарных минералов были встречены лейкоксен, сфен, турмалин и эпидот. Из аутигенных минералов отмечены гидроокислы марганца.

Форма алевроитовых кварцевых зерен угловатая и угловато-округлая. Оптические свойства глинистых агрегатов, измеренные в ориентированных иммерсионных препаратах, колеблются в следующих пределах: $Ng' = 1,550—1,548$; $Np' = 1,535—1,533$; $Ng - Np = 0,015$. Оптические свойства и термограмма (фиг. 88) глины свидетельствуют о гидрослюдисто-монтмориллонитовой природе ее.

В алевроитах глинистый агрегат играет роль цемента базального или пленочного типа.

Химические анализы фракций $< 0,001$ мм (табл. 43) зеленовато-белых глин из уроч. Асказансор (нижнее течение Сарысу) дают отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, превышающее 3 : 1 (3,5—3,6 : 1), и обнаруживают значительное



Фиг. 88. Кривая нагревания глин (фр. $< 0,001$ мм) асказансорской свиты с р. Сарысу у мыса Аяккасаун

содержание K_2O (4,18 и 3,12%) и Fe_2O_3 (8,05—7,88%); процент гигроскопической влаги высокий (H_2O^- — 8,10—10,19%). Зеленый тон в окраске глинистых агрегатов свидетельствует о том, что Fe_2O_3 входит в молекулу глинистого минерала, а значительное содержание K_2O говорит о гидрослюдистой природе глин. Вместе с тем высокое содержание гигроскопической влаги указывает на примесь монтмориллонита.

Очевидно, исходным материалом для глин асказансорской свиты послужил в основном слюдистый материал биотитового состава, давший при своем разложении зеленоватые, железосодержащие гидрослюды и монтмориллонит.

Тяжелая фракция. В породах асказансорской свиты Сарысу и низовьев Чу основными минералами тяжелой фракции являются ильменит, лейкоксен и эпидот. В подчиненном количестве, но постоянно,

Таблица 43

Химический состав (в %) фракций $< 0,001$ мм глин асказансорской свиты Чуйской синеклизы

Район	Низовья р. Сарысу, уроч. Асказансор		Низовья р. Чу, правый берег
Порода	Глина зеленая, ожелезненная	Глина зеленая, гипсоватая	Глина красная
№ обр.	205	203	261
SiO_2	46,32	46,07	48,04
TiO_2	0,60	0,65	0,76
Al_2O_3	22,45	21,59	21,28
Fe_2O_3	8,05	7,88	8,62
FeO	0,42	Нет	0,31
CaO	1,18	1,10	0,82
MgO	2,42	2,78	2,40
Na_2O	Нет	Нет	0,04
K_2O	4,18	3,12	2,98
H_2O^+	6,22	6,33	6,36
H_2O^-	8,10	10,19	8,60
CO_2	Нет	0,10	Нет
C	0,29	0,19	0,05
Органич. вещество	0,20	0,13	0,03
Сумма	100,43	100,13	100,29
$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	3,5 : 1	3,6 : 1	3,8 : 1

присутствует циркон. В виде примеси встречаются турмалин, сфен, рутил, гранат и ставролит. Кроме перечисленных минералов в разрезах Сарысу отмечены дистен и андалузит, а в низовьях Чу в отдельных образцах была встречена зеленая роговая обманка.

Циркон, турмалин и рутил встречаются в виде идиоморфных и призматических кристалликов, остальные минералы присутствуют в виде неправильных слабоокатанных зерен.

В тяжелых фракциях мергелистых глин в большом количестве по-является аутигенный барит, присутствующий в виде удлинённых бесцветных пластинчатых кристаллов, обычно замутнённых пылевидными включениями.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ АВТОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ ВЕРХНЕГО ОЛИГОЦЕНА

Пестроцветная монтмориллонитовая автохтонная формация развита исключительно на Казахском щите. Здесь она широко распространена в Тенгизской впадине и известна в Джекказганской впадине. Типичным ее представителем является акжарская свита верхней половины верхнего олигоцена Тенгизской впадины.

Акжарская свита Тенгизской впадины

Отложения акжарской свиты в области Тенгизской впадины залегают в эрозионных депрессиях под гипсоносными глинами аральской свиты, а на северном склоне Сарысу-Тенгизского водораздела лежат на пологих склонах возвышенностей, слагая, по-видимому, борта размытых депрессий типа продольных долин, приуроченных к межгрядовым понижениям синклинального строения.

Мощность глин акжарской свиты колеблется от 1—2 до 10—30 м. Глины восковидные, голубовато- и серовато-белые, неслоистые, с малиново-красными железистыми разводами и пятнами. К железистым пятнам часто приурочены гнезда красного глинистого или бобового железняка.

В верхних горизонтах разреза и в прибортовых частях котловин в окраске пород часто преобладают красные тона, а светлые участки образуют прожилки и примазки. Нижние горизонты глин часто запесчанены или содержат линзы кварцевого песка.

Пестроцветные глины акжарской свиты залегают с резким размывом на подстилающих их отложениях, а местами связаны с последними как бы постепенными переходами. В первом случае в основании свиты появляются горизонты переотложенных глин или горизонты, обогащенные обломочным материалом. На северном склоне Сарысу-Тенгизского водораздела и в осевой части Тенгизской впадины отложения акжарской свиты содержит редко рассеянную гальку (до 5—6 см в диаметре) кварца, кремне-лх турнейских известняков и плитки сливных кварцитовидных песчаников, причем количество галек нередко увеличивается снизу вверх по разрезу. Очевидно, галька была принесена сюда пролювиальными потоками. По р. Кипчак в глину включены свалившиеся с борта глыбы (до 0,8 м) выветрелого бобового железняка.

Во вторичных бокситовых месторождениях у станции Джалтыр близ Актюбинска глины акжарской свиты слагают рудную толщу, так как переполнены галькой боксита. При этом отдельные гальки боксита разложены до глины с образованием галлуазита. Наряду с бокситовой галькой встречается щебенка молочно-белого кварца и красного плитчатого железняка. В тех же случаях, когда нижний контакт нерезкий, создается впечатление, что глины акжарской свиты постепенно переходят в

подстилающие породы. Так, по р. Жаман-Кайракты (район пос. Кийма) пестроцветные глины вниз по разрезу без следов размыва сменяются пятнистым глинистым элювием красных аргиллитов и песчаников среднего карбона (фиг. 89). При этом пестроцветные глины содержат редко рассеянные обломки кремнистого сланца, что исключает предположение об их элювиальном происхождении. Состав как пестроцветных глин, так и пятнистого элювия р. Жаман-Кайракты каолинитовый.

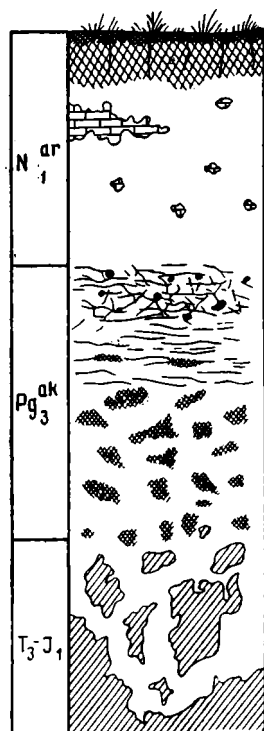
По р. Сандыксу (приток р. Ишим) пестроцветные глины акжарской свиты перекрывают песчанистые бобовые железняки коскакольской свиты; при этом бобовые железняки сильно элювированы и в связи с этим имеют своеобразное пятнисто-жилковатое строение, обусловленное неравномерным выносом из породы красных окислов железа. На р. Акжар-следы обеления несут и красные бобовые железняки и железистые бокситы, залегающие в бортах депрессий под глинами акжарской свиты (см. описание аркалыкской свиты и коскакольской свиты р. Акжар).

От вышележащих глин аральской свиты глины акжарской свиты также отграничены не всегда достаточно резко. Мощность переходной зоны иногда достигает 2—3 м (речки Акжар и Ашут, верховья р. Ашитастьтургай). В бортах депрессий глины аральской свиты иногда переходят с пестроцветных глин на подстилающие породы.

Пестроцветные глины акжарской свиты представляют собой ложковый делювий и балочный аллювий, накопившийся в условиях монтмориллонитового выветривания.

Глины акжарской свиты представлены следующими тремя основными разновидностями: голубовато-серыми восковидными, белыми плотными и красными глинами с серовато-белыми прожилками. Голубовато-серые разности глин имеют каолинит-монтмориллонитовый состав, а глины белого и красного цвета — каолинитовый.

Голубовато-серые восковидные глины содержат малиново-красные и лиловые пятна и разводы. С малиново-красными железистыми пятнами нередко связаны скопления мелких железистых бобовин или стяжения плотного красного железняка. Последний выкрашивается из глины в виде плотных угловатых кусочков. Размеры пятен колеблются от нескольких сантиметров до 0,3—0,5 м. По р. Шурумсай (приток р. Терисаккан) среди пестроцветных каолинит-монтмориллонитовых глин были встречены линзы марганцевистого бобовника. Глины



Фиг. 89. Сводный разрез акжарской свиты по р. Жаман-Кайракты

Аральская свита (N_1^{ar}). Буро-серые глины с Mn шистами и редкими бобовинами бурого железняка, богатые стяжениями мергеля (3 м). Акжарская свита (Pg_3^{ak}). Вверху — пестрые красно-бурые глины с желваками бурого железняка и Mn налетами (1 м); внизу — пятнистые глины, в вишнево-красных пятнах — бобовины бурого железняка, встречаются обломки кремнистого сланца (3—4 м). Кора выветривания по аргиллитам среднего карбона (T_3-J_1). Вверху — пятнистый элювий, белые каолиновые глины с остаточными пятнами вишнево-красного аргиллита (1—1,5 м); внизу — вишнево-красные каолинизированные аргиллиты среднего карбона (0,5—1 м).

неслоистые тонкодисперсные, содержат незначительную примесь кварцевого песка. В сыром виде они вязкие, а в сухом — плотные, восковидные.

Глины обнаруживают однородное чешуйчато-волокнистое строение и содержат мелкие, редко рассеянные зерна кварца. Красные окислы железа встречаются в глинистом агрегате в виде мало прозрачных скоплений, с неясно очерченными контурами, которые распадаются иногда на мелкие непрозрачные бобовины и вихревидные обособления. Также часто красные окислы железа образуют в глине прожилки и жилки или точечные скопления, пронизывающие собой отдельные участки породы.

Состав глинистой массы — каолинит-монтмориллонитовый. Показатели преломления глинистых агрегатов колеблются в следующих размерах: $Ng' = 1,558—1,554$; $Np' = 1,548—1,545$; $Ng - Np = 0,009—0,010$.

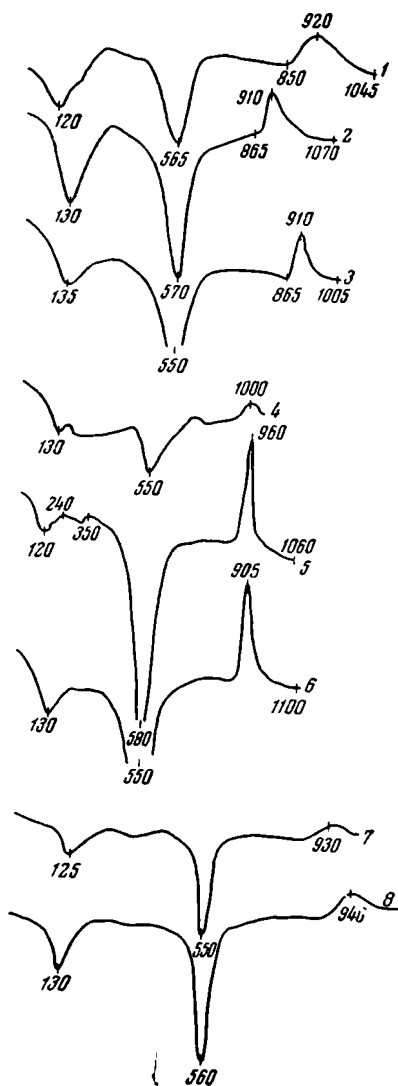
Отношение основных окислов $SiO_2 : Al_2O_3 = 3,2 : 1$, а при учете дисперсного кварца снижается до $2,7 : 1$ (табл. 44 обр. 999—1). Содержание гигроскопической влаги высокое ($H_2O - 7,96\%$), содержание щелочей и окиси магния незначительное ($K_2O - 0,70\%$; $MgO - 0,92\%$).

Т а б л и ц а 44

Химический состав (в %) и оптические свойства фракций $<0,001$ мм глин акжарской свиты

Район	Речна Нижний Ашут	
Порода	Глина голубовато-серая, восковидная, с красными пятнами	Глина белая, плотная, с красными пятнами
№ обр.	991—1	77—2
SiO_2	48,72	44,88
TiO_2	1,15	0,58
Al_2O_3	25,72	30,08
Fe_2O_3	4,88	7,05
FeO	0,70	—
CaO	1,24	1,22
MgO	0,92	1,16
Na_2O	0,38	—
K_2O	0,70	1,04
H_2O^+	8,16	12,07
H_2O^-	7,96	1,52
CO_2	0,10	0,45
C	0,24	—
С у м м а	100,87	100,05
Кварц дисперсный	7,24	—
Аморфная SiO_2	2,09	—
$SiO_2 : Al_2O_3$	2,7 : 1	2,5 : 1
Ng'	1,554	1,565
Np'	1,545	1,558
$Ng - Np$	0,009	0,007

Кривые нагревания восковидных глин характеризуются двумя резко выраженными эндотермическими остановками с максимумом при $120—135$ и $550—570^\circ$, к которым присоединяется высокотемпературная экзотермическая остановка при $910—920^\circ$, связанная, по-видимому, с примесью каолинита (фиг. 90). На электронной микрофотографии глины видны хлопьевидные агрегаты монтмориллонита, среди которых различаются



Фиг. 90. Кривые нагревания глин из различных мест

Глины голубовато-серые, восковидные (каолинит-монтмориллонитовые): 1 — Шоиндыкульское плато, фр. < 0,001 мм (обр. 999—1); 2 — Шоиндыкульское плато, р. Ашут, фр. < 0,001 мм (обр. 77—1); 3 — Максимовский бокситовый участок (обр. 177—29). Глины белые, плотные (каолиновые): 4 — р. Жаксы-Кайракты, глина неотмученная (обр. 51—13); 5 — Шоиндыкульское плато, р. Ашут, фр. < 0,001 мм (обр. 77—2); 6 — Максимовский бокситовый участок (обр. 117—13). Глины красные (каолиновые) с прожилками серовато-белого цвета: 7 — бокситовый участок Карабаши, глина красная, неотмученная (обр. 17—4а); 8 — бокситовый участок Карабаши, серовато-белые прожилки из красной глины (обр. 17—4б)

тонкие прозрачные кристаллики каолинита псевдогексагональной формы (фиг. 91).

Белые или голубовато-белые плотные глины обычно тяготеют к нижним горизонтам разреза, но местами слагают всю свиту целиком. От восковидных голубовато-серых глин они отличаются окраской и меньшей вязкостью. Некоторые разности глин в сухом виде слегка пачкают руки. Красные железистые пятна здесь рыхлые или плотные, крепкие.

Кривые нагревания плотных белых глин характеризуются тремя термическими остановками при 120, 550—580 и 905—960° (экзотермическая). Показатели преломления следующие: $Ng' = 1,565—1,560$; $Np' = 1,558—1,553$; $Ng = 1,007—0,008$.

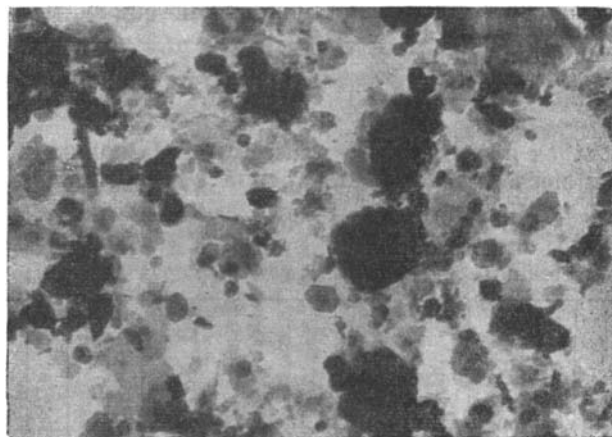
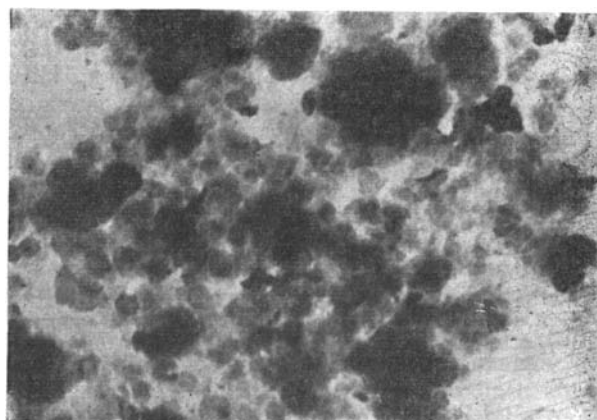
В отличие от восковидных разностей глин на электронной микрофотографии видны плохо оформленные кристаллики и изометричные пластинки каолинита и единичные трубчатые кристаллики галлуазита. Глины относительно грубодисперсны и не содержат хлопьевидных агрегатов монтмориллонита. Отношение основных окислов $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,5 : 1$ (без учета дисперсного кварца). В отличие от восковидных глин содержание гигроскопической влаги низкое ($H_2O^- = 1,52\%$), а содержание K_2O достигает 1,4%.

Красные пятнистые глины во влажном состоянии пластичные и вязкие, а в сухом — рыхлые и маркие. На красном фоне породы четко выделяются пятна серовато-белой плотной вязкой глины.

Пятна в одних случаях мелкие и неясно выраженные, в других ясно очерченные, имеющие вид извилистых, горизонтально вытянутых полос и пятен (фиг. 92). Красные глины иногда обогащены галькой и щебенкой подстилающих пород. Галька и щебень распространены в глине неравномерно: они то редко рассеяны в породе, то образуют крупные гнездовидные скопления.

Красные глины участка Карабаши имеют каолиновый состав и состоят из чешуйчато-волокнистого агрегата каолинита, пигментированного пылевидными частицами красных окислов железа.

Термограмма этой глины (см. фиг. 90, обр. 17—4а) характеризуется тремя термическими остановками, свойственными глинам каолинового типа. Сходный вид имеет и термограмма серовато-белой плотной глины, слагающей пятна в красной глине (см. фиг. 90, обр. 17—4б).



Фиг. 91. Электронные микрофотографии глин акжарской свиты. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова
Вверху — глина голубовато-серая, бейделлитовая (обр. 77—1) из верхних горизонтов разреза, Шоиндыкульское плато; внизу — глина серовато-белая, каолиновая (обр. 77—2) из нижних горизонтов разреза, Шоиндыкульское плато

Г а л ь к а б о к с и т а, встречающаяся в глинах акжарской свиты, иногда заметно разложена. Выветрелый боксит имеет необычную сизую окраску и легко разламывается руками. Значительно реже встречаются куски боксита, разрушенного до глины, в которых сохранились только разрыхленные железистые бобовины, а цементирующая масса гидраргиллита превращена в голубовато-белый восковидный галлуазит. Прожилки галлуазита под микроскопом ясно анизотропны и имеют волокнисто-чешуйчатое строение.



Фиг. 92. Красные глины акжарской свиты с включениями бокситовой гальки, плиток красного железняка и глинистыми прожилками белого цвета. Бокситовый участок Карабаши (район станции Джалтыр)

Оптические свойства агрегатов следующие: $Ng' = 1,541-1,540$; $Np' = 1,558-1,539$; $Ng-Np = 0,002-0,003$.

Галлуазит образует в боксите прожилки, а местами явно метасоматически замещает собой гидраргиллит. Галлуазит встречается как в основной массе боксита мелкобобового строения, так и в крупных железистых бобовинах. На электронной микрофотографии он дает игольчатые кристаллы (см. фиг. 126). Термическая кривая его дана на фиг. 93.



Фиг. 93. Кривая нагревания прожилков галлуазита из бокситовой гальки с бокситового участка Карабаши (район станции Джалтыр)

Минералы тяжелой фракции. Основными минералами тяжелой фракции песчаных глин акжарской свиты (табл. 45) являются

Таблица 45

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород акжарской свиты

Район	№ обр.	Порода	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Магнетит	Окислы железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Анаказ и брукит	Дистен	Гранат	Андалузит	Группа эпидота	Барит	Шприт	Агрегатные сростки
Фракция 0,25—0,1 мм																		
Речка Акжар, скв. 16	58—6	Песок глинистый	0,16	8,2	72,8	—	—	—	5,8	1,4	—	—	—	—	11,8	—	—	—
То же	58—7	То же	0,08	26,5	41,0	—	3,6	3,6	14,5	0,6	—	—	—	5,4	—	—	—	4,8
Фракция 0,1—0,05 мм																		
Речка Акжар, скв. 16	58—6	Песок глинистый	0,81	12,7	15,2	0,2	3,0	16,5	5,1	0,2	32,2	—	0,2	—	14,7	—	—	—
То же	58—7	То же	0,41	24,6	15,0	—	2,3	17,0	6,4	1,6	24,9	+	+	1,2	+	6,7	0,3	—

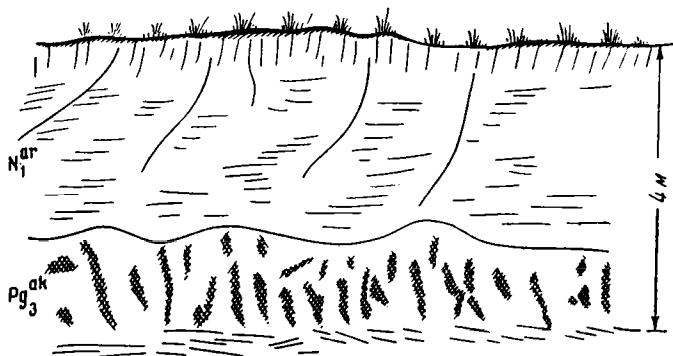
ильменит, лейкоксен, брукит, анатаз, циркон, иногда эпидот. В виде примеси присутствуют турмалин, рутил, гранат, андалузит и барит. В виде единичных зерен отмечены магнетит и пирит.

ЗЕЛЕНОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ АВТОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ МИОЦЕНА

Эта формация развита в северной половине района в пределах Казахского щита и восточного борта Тургайского прогиба, где представлена отложениями аральской (нижний и средний миоцен) и павлодарской (верхний миоцен) свит.

Аральская свита Тенгизской впадины и восточного склона Тургайского прогиба

На западном склоне Казахского щита в борту Тургайского прогиба аральская свита (нижний и средний миоцен) лежит на наурзумской свите верхнего олигоцена в виде покрова, сплошного на севере и размытого на юге (абс. высотные отметки 230—250 м). Восточнее она поднимается на нагорье и в Тенгизской впадине в связи с позднейшими поднятиями лежит уже на отметках 300—350 м, выполняя вместе с акжарской свитой (фиг. 94) пологие, широкие депрессии, врезанные в верхнеолигоценовые или более древние породы.



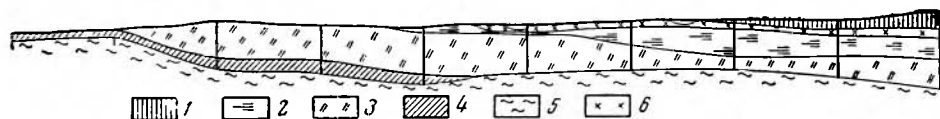
Фиг. 94. Характер залегания глин аральской свиты (N_1^{ar})
на глинах акжарской свиты (Pg_3^{ak}) по р. Ашут
(верховья р. Ашитастьтургай)

В области Сарысу-Тенгизского водораздела породы аральской свиты встречаются на высоте до 400—600 м и выполняют узкие, долинные формы депрессии или встречаются остаточными пятнами на склонах водораздела и у подножия высоких сопок и гряд. Максимальная мощность свиты 20—30 м, обычно не превышает 5—10 м.

Аральская свита сложена глинами. Г л и н ы зелено-серые не пластичные, но вязкие, комковатые, с черными, величиной в дробинку или горошину, пизолитами гидроокислов марганца. Окраска глин изменяется в зависимости от степени выветрелости. Окраска глин светлая, зеленовато-серая, а на выходах буроватая или табачно-бурая. Верхние горизонты свиты обычно обогащены редкими, неравномерно рассеянными кристаллами или крупными друзами гипса. Гипсовые друзы имеют округлую форму и достигают размера 0,8 м. В Приишимье на контакте с красно-

бурыми суглинками жиландинской свиты друзы гипса часто скапливаются в прослой и линзы до 1—1,5 м мощностью (фиг. 95).

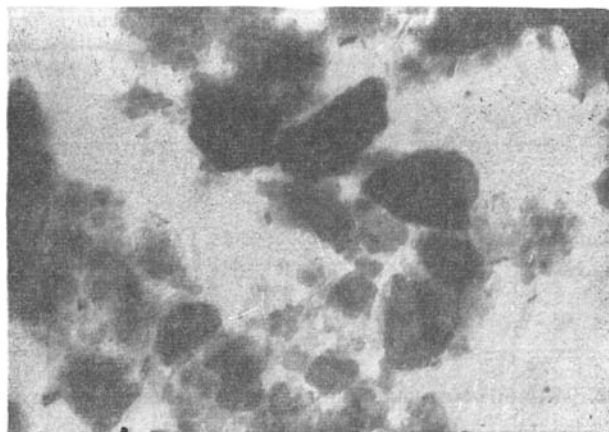
Местами в нижних горизонтах свиты гипс отсутствует, и здесь появляются порошковые или плотные известковистые конкреции, которые то образуют в глине ясно выраженные прослой, то более или менее равномерно рассеяны по всей толще (р. Жаксы-Кайракты). Размер карбонатных



Фиг. 95. Геологический разрез континентальных третичных отложений р. Сандыксу (по И. А. Фролову)

1 — жиландинская свита; 2 — аральская свита; 3 — акжарская свита; 4 — косканкольская свита; 5 — кора выветривания пород палеозоя; 6 — гипс

стяжений колеблется от горошины до 0,1 м. Крупные карбонатные стяжения часто цементируют гальку бобовин бурого железняка и марганцевые оолиты, а по трещинам содержат черный марганцевый налет. Карбонатные конкреции местами сменяются линзовидными залежами белого



Фиг. 96. Электронная микрофотография зелено-серой глины (обр. 59—1) аральской свиты с р. Акжар (верховья р. Ашитастьтургай). Увел. 17 500.
Фото Д. Д. Котельникова

конкреционного мергеля до 1—2, иногда 7—8 м мощностью. С такими прослоями мергеля связаны находки костей наземных позвоночных и раковинок гастропод.

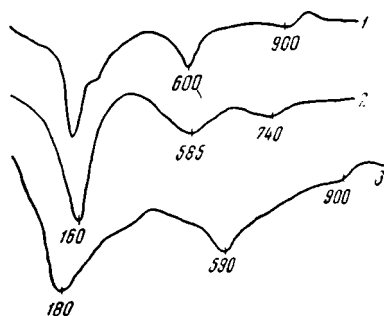
В районе оз. Жаркуль Д. С. Соколовым описаны водорослевые известняки.

Глины монтмориллонитовые ($Ng' = 1,562—1,559$; $Np' = 1,553—1,546$; $Ng—Np = 0,009—0,013$), в отдельных случаях гидрослюдистые: $Ng' = 1,570—1,565$; $Np' = 1,554—1,550$; $Ng—Np = 0,011—0,020$; на дебаеграмме рефлексы гидрослюдистых минералов (10,51 и 3,34 кХ) с неразбухающей решеткой.

На электронной микрофотографии (фиг. 96) видны хлопьевидные агрегаты, характерные для минералов монтмориллонитовой группы. Кривые нагревания также монтмориллонитового типа (фиг. 97).

В основании аральской свиты иногда развивается горизонт пестроцветных мраморовидных (голубовато-серых с красными разводами) глин, внешне сходных с глинами акжарской свиты. Но в отличие от последних эти глины, так же как и зелено-серые глины более высоких горизонтов аральской свиты, содержат гальку железистых бобовин (размером 1—2, редко 3—5 см) и не обнаруживают примеси каолинового материала. Примером может служить разрез Максимовского бокситового участка (см. ниже). Пятнистые глины акжарской свиты в данном разрезе, возможно, представляют собой элювиально переработанный делювий бокситоносной аркалыкской свиты. Базальные горизонты последней еще сохранились в основании разреза.

Основными минералами тяжелой фракции глин аральской свиты являются ильменит и эпидот. В виде примеси присутствуют лейкоксен, циркон, турмалин, рутил, брукит, анатаз и гранат.



Фиг. 97. Кривые нагревания глин аральской свиты из Тенгизской впадины

1 — р. Мат (приток р. Баксук); 2 — р. Карынсалды (по И. Е. Моляровой); 3 — р. Жаксы-Кайракты

Разрез третичных отложений Максимовского бокситового участка

		Мощность, м
N_1^{ar}	Аральская свита. Буровато-серые творожистые глины с округлыми друзами гипса (до 10 см), редкой галькой бобовин бурого железняка и Mn примазками; в нижних горизонтах мергелистые стяжения. Ниже красновато-серые мраморовидные глины, в верхних горизонтах побурелые, с редко рассеянной галькой бобовин бурого железняка . . .	3,0
Pg_3^{ak}	Акжарская свита. Глины серовато-белые, плотные, вязкие, с пятнами красного, фиолетового и коричневого цвета. Пятна сложены глинистым железняком и выкрашиваются из породы в виде плотных угловатых кусочков. Местами гнезда глинистого железняка имеют бобовую структуру или образованы плотными бокситовидными стяжениями. В основании остаточные глыбы боксита и разложившиеся до глины обломки боксита 5,0—6,0	
Pg_{1-2}^{ark}	Аркалыкская свита (базальный {горизонт}). Оранжево-белые рыхлые маркпие каолиновые глины с «рогульками» плотного глинистого железняка вишнево-красного и фиолетового цвета до 0,10 см в диаметре . . .	1,0
T_3-J_1	Кора выветривания пород палеозоя. Глины каолиновые, сверху фиолетово-белые, бесструктурные, иногда обохренные, в нижних горизонтах сохранившие структуру материнских пород	3,0

Аральская свита Джезказганской впадины

В пределах Джезказганской впадины глины аральской свиты (нижний и средний миоцен) вскрыты буровыми скважинами на междуречье Кумулы — Жезды — Каракенгир и в районе пос. Кызыл-Джар. Общая мощность глин аральской свиты достигает здесь 20—30 м.

Г л и н ы зеленовато-серые, восковидные, плотного или творожистого сложения, почти без примеси песка, иногда с редкими округлыми друзами гипса и марганцевистыми бобовинами. В нижних горизонтах разреза глины светло-бурые с марганцевыми примазками и мелкими мергелистыми журавчиками.

Под микроскопом глины обнаруживают крипточешуйчатое строение. Показатели преломления: $Ng' = 1,565$ и $1,534$; $Np' = 1,540$ и $1,520$; $Ng - Np = 0,025$ и $0,014$.

Приведенные оптические константы и характер термограмм (фиг. 98) свидетельствуют о железисто-монтмориллонитовой природе глин.

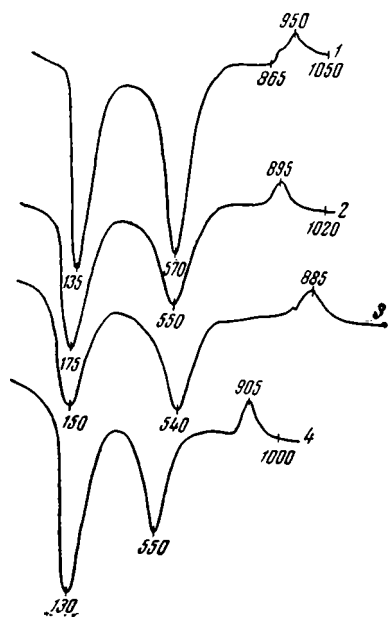
В буроокрашенных разностях глин из нижних горизонтов разреза основная глинистая масса обогащена пылевидными выделениями и пятнами гидроокислов железа и часто содержит разнообразные по размеру и форме мергелистые стяжения, сложенные криптокристаллическим агрегатом кальцита.

Павлодарская свита Джезказганской впадины

В пределах Джезказганской впадины отложения павлодарской свиты (верхний миоцен) также вскрыты буровыми скважинами на междуречье Жезды — Каракенгир. Отложения этой свиты представлены глинами.

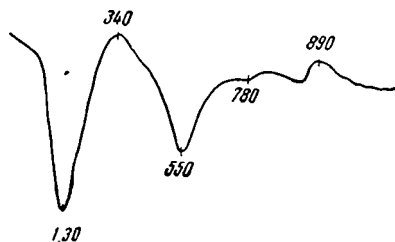
Глины светло-серые или зеленовато-серые, часто мергелистые, иногда окрашенные в палевый цвет. В сыром виде глины плотные, вязкие, творожистого сложения; в сухом — плотные, крепкие, распадающиеся на корявые, ребристые кусочки. Внешне глины павлодарской свиты часто сходны с глинами аральской свиты, но отличаются присутствием постоянной примеси песчаного материала или содержат прослой мергелей, глинистых песков и алевроитов полимиктово-кварцевого состава.

По составу глины резко разделяются на две группы: бескарбонатные и мергелистые. Бескарбонатные разности глин под микроскопом обнаружи-



Фиг. 98. Кривые нагревания глин аральской свиты Джезказганской впадины и верховьев р. Сарысу

1 — глина с г. Акжар, левый берег р. Жезды (обр. 171—1); 2 — глина с междуречья Жезды — Каракенгир, скв. 30 (обр. 158а); 3 — глина с оз. Басюгун, фр. < 0,001 (обр. 28); 4 — глина из скв. 249 (обр. 136—1) в верховьях р. Сарысу



Фиг. 99. Кривая нагревания серой глины павлодарской свиты верховьев р. Сарысу, скв. 249 (обр. 138—1)

вают чешуйчато-волокнистое строение и состоят из глинистых агрегатов с оптическими свойствами гидрослюда: по $Ng' = 1,571$; по $Np' = 1,550$; $Ng - Np = 0,021$ (обр. 138—1). Однако, судя по данным химического

Химический состав (в %) глин и мергелей аральской и павлодарской свит

Свита	Аральская				Павлодарская
Район	Верховья р. Сарысу, скв. 256	Речка Мат, приток р. Баксу	Река Кенсай, приток р. Ишим (по И. Е. Моляро- вой)		Верховья р. Са- рысу, скв. 249
Порода	Глина зелено- серая (фр. <0,001 мм)	Глина зелено- серая (не отму- ченная)	Мергель		Глина серая (фр. <0,001 мм)
№ обр.	136—1	—	—	—	138—1
SiO ₂	46,48	55,19	6,93	16,23	45,92
TiO ₂	0,84	0,81	—	—	0,52
Al ₂ O ₃	20,43	16,34	0,22	5,94	21,95
Fe ₂ O ₃	8,45	8,85	2,66	4,74	8,20
FeO	0,51	—	—	—	0,37
CaO	0,96	1,18	49,02	38,11	1,86
MgO	1,68	2,01	1,15	3,29	1,98
Na ₂ O	0,76	—	—	—	0,40
K ₂ O	1,44	—	—	—	2,28
H ₂ O ⁺	7,69	—	—	—	7,24
H ₂ O ⁻	10,81	9,13	0,79	1,95	8,28
CO ₂	0,14	—	—	—	0,46
П. п. п.	—	6,24	39,43	31,01	—
C	0,11	—	—	—	0,15
Органич. вещество	—	—	—	—	0,11
Сумма	100,30	99,75	100,20	101,27	99,72
Дисперсный кварц	2,24	—	—	—	1,40
Аморфная SiO ₂	2,26	—	—	—	3,28
SiO ₂ :Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,7:1	—	—	—	3,55:1

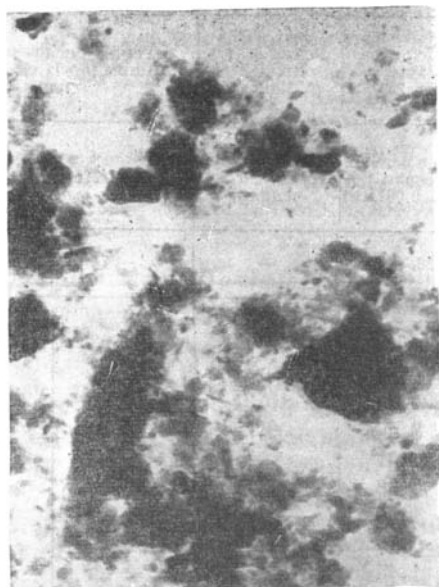
(табл. 46) и термического анализом, состав глин гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Отношение SiO₂:Al₂O₃=3,55:1; содержание K₂O—2,28% при высоком содержании низкотемпературной воды (H₂O⁻—8,28%). Кривая нагревания глины—типичная для глин монтмориллонитовой группы (фиг. 99).

По характеру агрегатов глины павлодарской свиты резко отличаются (фиг. 100) от глин аральской свиты (см. фиг. 96).

В виде примеси в глинах в небольшом количестве встречаются мелкие, угловатые зернышки кварца.

В мергелистых разностях глин тонкозернистые выделения карбоната более или менее равномерно пронизывают глинистую массу породы или образуют неправильной формы скопления и сгустки, приобретающие местами форму стяжений.

Некоторые разности глин довольно сильно запесчанены. Обломочные зернышки песчаного и алевритового размера принадлежат почти исключительно кварцу с примесью единичных обломков кремнистых пород и полевых шпатов. Местами присутствуют обломки раковин гастропод.



Фиг. 100. Электронная микрофотография зелено-серой глины павлодарской свиты верховьев р. Сарысу (обр. 138—4). Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

Отдельные зерна кварца сильно корродированы основной глинисто-карбонатной массой. С увеличением примеси песчаного материала глины переходят в глинистые пески. Состав песчаного материала в последних полевощпатово-кварцевый с примесью обломков кремнистых пород, кислых эффузивов и единичных листочков слюды. Форма зерен угловатая, иногда с закругленными углами. Цемент в песках базального типа слабо развитый, глинистый.

‘КРАСНОЦВЕТНАЯ КАРБОНАТНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Отложения аллохтонной красноцветной формации аридного типа появляются на всей описываемой территории в среднем или верхнем-среднем миоцене. Это красно-бурые мергелистые глины, литологически очень близкие глинам кендерлыкской свиты среднего олигоцена Чуйской синеклизы. На изученной нами территории красноцветная аридная формация представлена отложениями жиландинской свиты восточного борта Тургайского прогиба, андассайской свитой Чуйской синеклизы и жузундукской свитой хребта Б. Каратау. Минералогически нами изучены только отложения андассайской свиты.

Андассайская свита (средний миоцен) Чуйской синеклизы

! Для отложений андассайской свиты низовьев Чу (Никифорова, 1960) характерны глины.

Г л и н ы красно-бурные, гидрослюдистые, с примесью магнезиального силиката, иногда хлорита.

Т а б л и ц а 47

Химический состав красно-бурой глины андассайской свиты (обр. 80)

Компоненты	Содержание (в %)
SiO ₂	47,0
TiO ₂	0,48
Al ₂ O ₃	21,79
Fe ₂ O ₃	7,44
FeO	1,31
CaO	0,68
MgO	4,62
Na ₂ O	0,40
K ₂ O	3,38
H ₂ O ⁺	6,98
H ₂ O ⁻	4,87
CO ₂	Нет
C	0,66
Органич. вещество	0,47
С у м м а	100,08
Кварц дисперсный	2,24
Аморфная-SiO ₂	2,84
SiO ₂ :Al ₂ O ₃	3,50:1

Т а б л и ц а 48

Дебаеграмма красно-бурой глины (обр. 80) андассайской свиты (по С. И. Берхин)

I	d	I	d
5	10,36	2	2,389
2	7,30	3	2,121
2	5,02	3 ш.	1,986
7	4,50	1	1,882
4	4,29	5	1,793
2	3,90	2 р.	1,701
6	3,71	2 р. ш.	1,659
4	3,53	5	1,540
9	3,36	4 ш.	1,501
2	3,23	4	1,370
1	2,99	2 ш.	1,308
3	2,84	2 р.	1,235
1	2,71	2	1,196
5	2,568	2	1,178
2	2,462		

Минеральный состав: гидрослюда (10,36; 4,50; 3,36; 2,568; 1,739; 1,501) и сепиолит (7,30; 3,71; 3,53; 1,54).

По данным химического анализа фр. <0,001 мм (табл. 47) SiO₂: Al₂O₃ = 3,50 : 1 (без дисперсного кварца); содержание K₂O достигает 3,38%, содержание гигроскопической влаги среднее (H₂O⁻—4,87%).

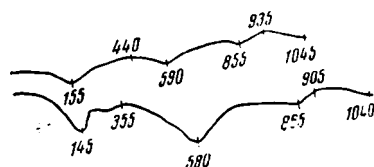


Фиг. 101. Электронная микрофотография красно-бурой глины (обр. 80) андассайской свиты с р. Чу. Видны изометрические листочки гидрослюды и игольчатые кристаллы гидросиликата магния. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова]

Обращает на себя внимание повышенное содержание MgO (4,62%) и FeO (1,31%). Значительное содержание MgO связано с присутствием в глине магнезиального силиката типа α -сепиолита, так как на электронной микрофотографии глины видны многочисленные игольчатые кристаллики, характерные для гидросиликатов магния (фиг. 101).

Примесь сепиолита подтверждается и присутствием на дебаеграмме рефлексов 7,30; 3,71; 3,53; 1,540 (табл. 48). Повышенное содержание FeO связано с примесью хлорита или триоктаэдрических гидрослюд.

Основным компонентом глин андассайской свиты являются железо-содержащие гидрослюды (рефлексы 10,36; 4,50; 3,36; 2,56; 1,739; 1,501) со следующими оптическими свойствами: $Ng' = 1,580-1,578$; $Np' = 1,556-1,550$; $Ng-Np = 0,024-0,030$.



Фиг. 102. Кривые нагревания
фр. < 0,001 мм красно-бурых глин
андассайской свиты с низовьев
р. Чу (обр. 80 и 77)

Кривые нагревания глин (фиг. 102) очень пологие с тремя эндотермическими эффектами: при 145—155; 580—590 и 855—865°. Первые две остановки, очевидно, связаны с дегидратацией основного гидрослюдистого минерала, а дополнительная остановка при 855—865°, вероятно, обусловлена примесью магнезиального силиката.

Глава IV

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ПОРОД

На основании приведенного выше описания формаций в этой главе дается краткая сводная характеристика формационных типов, некоторые из них неоднократно повторяются в стратиграфическом разрезе; в названии формаций даны черты генезиса (например, пестроцветная каолиновая формация гумидной зоны приморского климата и т. п.).

Обоснование особенностей генезиса формаций приводится в следующей главе.

КРАСНОЦВЕТНАЯ КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ АРИДНОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО И МАТЕРИКОВОГО КЛИМАТА И ПРИРОДА ОКРАСКИ ВХОДЯЩИХ В НЕЕ ПОРОД

Красноцветная карбонатная формация является типичным представителем аллохтонных формаций аридной зоны как приморского, так и континентального климатов.

Для парагенеза отложений этой формации характерны красно-бурые гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью палыгорскита и α -сепиолита, зеленые и зеленовато-белые мергели и мергелистые глины. В глинах часто встречаются известковистые журавчики и иногда марганцевистые стяжения. Местами в большом количестве присутствует гипс. В нижних частях разреза иногда появляются пески и галечники. Состав песчаного и галечного материала полимиктовый (аллювиальные фации) или полимиктово-кварцевый (озерные фации). Мощность отложений обычно составляет десятки и первые сотни метров. В генетическом отношении это осадки аллювиальной равнины.

В озерных фациях этой формации (кендерлыкская и кызылкульская свиты) фауна и флора отсутствуют, за исключением находок харовых водорослей. В аллювиальных и пролювиальных фациях (различные свиты миоценона) встречен комплекс фауны степного типа: гиппарионы, мастодонты, парнокопытные, черепахи, страусы.

Продукты разложения обломочного слюдяного материала. В отложениях описываемой формации в условиях красноземного процесса выветривания обломочный биотитовый материал, поступавший в область аккумуляции, разлагался с образованием железо-и магнийсодержащих диоктаэдрических гидрослюдов или железо-глиноземистого монтмориллонита.

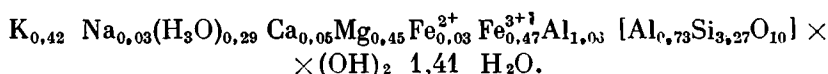
В качестве побочного продукта в результате выноса из биотита магния образовались магнезиальные силикаты.

Гидрослюды. По данным Грима, Брау и Бродлею (Grim, Bray, Brodley, 1937), гидрослюды, называемые авторами иллитом, имеют следующую структурную формулу:



По Гриму (Grim, 1951), структура иллита подобна структуре монтмориллонита, но в иллитовой решетке около 15% ионов кремния в кремнекислородных тетраэдрических слоях замещены ионами алюминия, причем избыточный заряд компенсирован в основном ионами калия, которые располагаются между кремнекислородными слоями. Для октаэдрических позиций характерно замещение алюминия трехвалентным железом, магнием и двухвалентным железом.

При преобразовании биотита в гидрослюду окисное железо сохраняется в решетке, а закисное железо окисляется и сбрасывается минералом. По данным Робба (Robb, 1949), при окислении место закисного железа в решетке биотита занимает алюминий. В соответствии с выводами Робба находятся и данные Л. Т. Александер, С. Б. Хендрикса и Р. А. Нельсона (1941). По данным последних авторов, выветривание слюд всегда сопровождается увеличением содержания алюминия за счет железа и магния. С уходом из решетки биотита закисного железа и части магния слюды из триоктаэдрических становятся диоктаэдрическими, т. е. приобретают решетки, в которых заполнены лишь две трети возможных октаэдрических положений (Грим, 1956). Гидрослюды, слагающие глинистые осадки красноцветных аридных формаций палеогена и миоцена, принадлежат к диоктаэдрическим и содержат в октаэдрических позициях алюминий, окисные железо и магний:



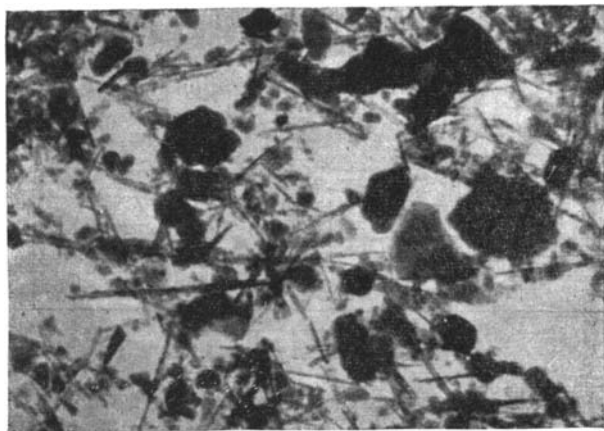
Для них характерны базальные рефлексy при 10,3 или 10,9 кХ и межплоскостные расстояния, близкие 1,50 кХ, присущие диоктаэдрическим гидрослюдам. Однако рефлекс второго порядка (5,0 кХ) очень слабый, как у триоктаэдрических гидрослюдов, что, по-видимому, связано с присутствием в октаэдрических слоях окисного железа (табл. 41 и 48). Известно, что если рефлекс второго порядка слабо выражен или отсутствует, то слюда по характеру заселения своих октаэдрических положений является железистой (Грим, 1956, стр. 121 и 123). При насыщении глицерином положение базального рефлекса в железо- и магнийсодержащих диоктаэдрических гидрослюдах не меняется.

Отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,0 : 1$ или $3,5 : 1$. Содержание Fe_2O_3 в зеленых разностях глин достигает 8—9%, содержание K_2O равно 3—4% (табл. 40, 47). Термокрявые имеют типичный гидрослюдистый характер и несут две эндотермические остановки: при 110—135 и 525—590° и слабый эндотермический эффект при 875—935° (см. фиг. 87).

Оптические константы колеблются в следующих пределах: $\text{Ng}' = 1,580—1,570$; $\text{Np}' = 1,565—1,553$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,015—0,020$.

Железо-глиноземистый монтмориллонит встречается иногда в ассоциации с железосодержащими диоктаэдрическими гидрослюдами. Гидрослюдистые глины, обогащенные монтмориллонитом, имеют следующие оптические константы: $\text{Ng}' = 1,565—1,546$; $\text{Np}' = 1,546—1,536$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,010—0,019$. На термограмме примесь монтмориллонита проявляется в большем размахе первой низкотемпературной остановки, а на рентгенограмме отмечается характерный для монтмориллонита рефлекс первого порядка 15,38 кХ.

Магнезиальные силикаты типа α -сепиолита и палыгорскита в глинах часто сопровождают железосодержащие диоктаэдрические гидрослюда. Присутствие их устанавливается по игольчатой форме кристаллов на электронных микрофотографиях (фиг. 103). В глинах, обогащенных магнезиальным силикатом, содержание MgO достигает 4,6%, а на термодри-вых появляется два дополнительных, резко выраженных эндотермических эффекта при 270 и 870°.



Фиг. 103. Электронная микрофотография магнезиального силиката из красных глин карбонатной красноцветной формации. Увел. 16 000. Фото Д. Д. Котельникова

На рентгенограмме красной глины из андассайской свиты (см. табл. 48 на стр. 139) были отмечены рефлексы: 7,30; 3,71; 3,53; 1,54 κX , характерные для сепиолита.

Палыгорскит и α -сепиолит широко развиты и в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы, где описаны М. А. Ратеевым и А. И. Осиповой (1958).

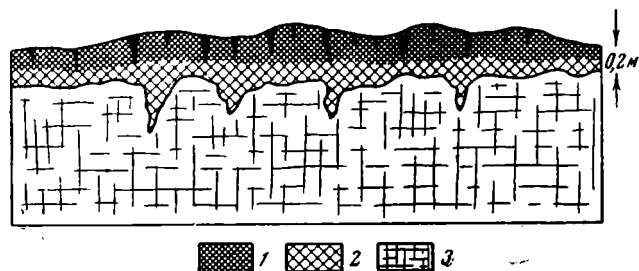
Терригенные частицы мусковита встречаются в глинах в резко подчиненном количестве и обычно изменены значительно слабее биотита. Они часто сохраняются в почти неизменном виде или гидратированы до стадии гидрослюда.

Для красноцветных карбонатных аллохтонных формаций очень характерно сочетание пород красной и зеленой окраски. Разберем вопрос о природе этих окрасок.

Природа окраски красноцветных и зеленоцветных пород. Механизм образования красных окрасок в красноцветных аридных формациях (Кörper, Wegener, 1924; Страхов, 1956; Яншин, 1956₁) до сих пор представляется далеко не ясным. Большинство исследователей связывают смену зеленых окрасок на красные с окислением закисных форм железа (Tomlinson, 1916; Dorsey, 1926; Швецов, 1948; Данчев, 1956; Усманова, 1958 и др.).

Для выяснения природы окрасок пород нами были изучены три генетически различных типа парагенезов красноцветных и зеленоцветных (и сероцветных) пород мелового и третичного возраста, а именно: а) ассоциация зеленоцветных пород с красным элювием, б) ассоциация красноцветных пород с первичными зеленоцветными породами и в) ассоциация тех же красноцветных пород с вторичными зеленоцветными. Разберем последовательно все три ассоциации.

Ассоциация зеленоцветных пород с красным элювием. К югу от 48° с. ш. в северном борту Чуйской синеклизы и в предгорьях хребта Б. Каратау широко развит современный красноцветный элювий. Здесь он возникает на склонах саев и чинков, не перекрытых растительным и почвенным покровом, и местами образует сплошной плащ, создавая ложное впечатление о красномцветном характере разветвленных здесь отложений. Это явление было описано Б. А. Петрушевским (1933) и В. А. Вахрамеевым (1952). Мощность элювиального плаща не превышает 0,1—0,2 м. Элювий отличается от материнской породы красной или розовато-красной окраской (фиг. 104).



Фиг. 104. Строение красного элювиального плаща

1 — сильно разрыхленный и обохренный горизонт; 2 — обохренный горизонт микробрекчиевидной структуры с отходящими в глубину прожилками разрыхления; 3 — зеленоцветная глинистая порода монолитного сложения

Элювий сложен разрыхленной глинистой массой микробрекчиевидной текстуры, состоящей из не плотно прилегающих друг к другу глинистых комочков и крупинок материнской породы, пропитанных пылевидными частицами красных окислов железа. Разрыхление и вместе с ним покраснение проникает в глубь породы. С глубиной как красный железистый пигмент, так и прожилки разрыхления постепенно исчезают и глина становится плотной, монолитной, однотонно окрашенной в зеленый, зелено-серый и голубовато-белый цвет. Небольшая мощность элювиального плаща, по-видимому, определяется тем, что в пустынных районах Казахстана, по данным А. В. Сидоренко (1952₁), наиболее сильно (до 30°) прогревается только самый верхний слой почвы толщиной в 0,1 м. Соответственно и мощность элювия не превышает здесь 0,1—0,2 м.

Красный элювий сопровождается выцветами поваренной соли, реже горизонтом гипсовой сыпучки. Последняя развивается на границе элювированного слоя и материнской породы, а выцветы поваренной соли образуют белые корочки на бугристой, трещиноватой поверхности элювия. Таким образом, образование красного элювия местами связано с солончаковым процессом. Реже красный элювий сопровождается налетами гидроокислов марганца (р. Белеуты). В более южных районах Казахстана аналогичный красный элювий был описан А. В. Сидоренко (1952₂) на серных буграх в центральных Каракумах. Здесь светло-серые песчаники также переходят на поверхности в красные и розово-красные.

Красный элювий развивается не повсеместно, а только на выходах глинистых пород с зеленоватым и сероватым оттенками в окраске. Избирательное развитие красного элювия особенно наглядно выступает по р. Белеуты и саю Бозинген (фиг. 105).

Красный элювий развит здесь на отложениях турон-сантона, представленных переслаиванием каолинитовых, гидрослюдисто-каолинитовых и

монтмориллонит-каолининовых глин и глинистых алевроитов белого, серого и голубовато-белого цвета. Элювий образует здесь не сплошной покров, а приурочен к прослоям глин и глинистых алевроитов, окрашенных в голубоватый и зеленовато-серый цвет; на глинах и глинистых алевроитах серого и белого цвета красный элювий отсутствует. Из этого можно заключить, что появление в элювированном слое красного железистого пигмента обусловлено присутствием в породе глинистого компонента, сообщающего каолиновой глине голубоватый или зеленоватый оттенок. Такими минералами в данном случае являются железоглиноземистые монтмориллониты и гидрослюда.

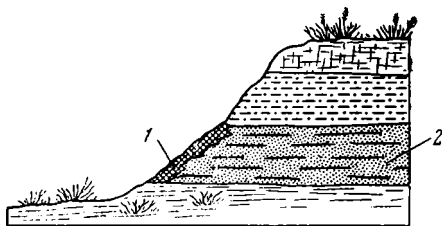
В области Чуйской синеклизы и хребта Каратау красный элювий установлен на породах мелового и третичного возраста и на зеленоцветных глинистых породах древней коры выветривания.

Интересно, что красный элювий развивается не только на породах, целиком сложенных железосодержащим глинистым минералом, но и на породах, в которых эти минералы присутствуют лишь в виде примеси.

Минеральный состав элювия и материнских пород одинаков, только элювий обогащен красным железистым пигментом. Так, красный элювий на зелено-серых гидрослюдистых глинах аральской свиты западного склона гор Улутау имеет, как и материнская порода, гидрослюдистый состав, а розово-красный элювий на голубовато-белых гидрослюдисто-каолиновых глинах турон-сантона р. Белеуты — гидрослюдисто-каолиновый. Тождество минерального состава пар образцов зеленоцветных глинистых пород и красного элювия подтверждается данными химического (табл. 49), микроскопического, термического (фиг. 106) и рентгеновского (табл. 50) анализов.

Таким образом, красный элювий отличается от материнской породы лишь присутствием красного железистого пигмента, силикатная же часть породы, сложенная минералами группы монтмориллонита или гидрослюда, остается без изменения. При этом из химических анализов (см. табл. 49) ясно следует, что обохривание элювированного слоя не связано с окислением железа, так как содержание FeO в материнских породах очень незначительно и мало меняется при переходе от материнских пород к элювию. Поскольку количество Fe_2O_3 в разрезе р. Белеуты при таком переходе резко возрастает, то приходится допустить, что появление железистого пигмента связано здесь не с разложением глинистых агрегатов, а обусловлено привносом железа. Очевидно, железосодержащие глинистые минералы группы монтмориллонита и гидрослюда являются хорошими осадителями железа. Известно, что минералы группы монтмориллонита необратимо адсорбируют тяжелые металлы (Куколев, 1951). Поскольку адсорбционная емкость монтмориллонита во много раз превышает адсорбционную емкость каолинита (примерно в 20 раз), то железо высаживается на породах, обогащенных железосодержащими гидрослюдами или монтмориллонитом, и не садится на породах каолининового состава (разрез р. Белеуты).

Процесс обохривания элювиального слоя сходен с процессом высаливания. Согласно данным А. Ф. Тюлина и Т. А. Маломарковой (1948), образование пленок гелей на любых минералах идет не только за счет



Фиг. 105. Избирательное развитие красного глинистого элювия (1) на зеленовато-белых глинах (2) турон-сантона сая Бозинген, бассейн р. Белеуты

Химический состав (в %), оптические свойства и данные рентгеновского анализа пар образцов красных и зеленых глин

Возраст	Неоком		Средний олигоцен		Нижний-средний миоцен	
Район	Б. Каратау, пос. Атабай		Рена Дулгалы-Жиланчин		Западный склон Улутау	
Порода	Глина красная	Глина голубовато-зеленая	Глина красно-бурая (слабо обожренная)	Глина голубовато-зеленая	Красный элювий на зелено-серой глине	Глина зелено-серая
№ обр.	762—5	762—6	533	534	97—3	97—1
SiO ₂	45,24	47,07	47,04	47,54	44,70	45,51
TiO ₂	1,04	0,99	0,81	0,83	1,17	1,42
Al ₂ O ₃	24,01	24,41	22,51	22,17	28,13	24,60
Fe ₂ O ₃	10,27	5,47	9,05	8,89	6,76	7,65
FeO	0,47	0,86	0,54	0,54	0,20	0,14
CaO	0,80	1,18	0,72	0,68	0,41	0,18
MgO	1,90	2,34	2,24	2,20	1,48	1,38
Na ₂ O	Нет	0,21	0,19	0,28	0,78	1,46
K ₂ O	3,04	2,93	4,16	4,32	2,30	2,16
H ₂ O ⁺	7,67	7,62	6,17	6,41	9,34	7,66
H ₂ O ⁻	5,53	6,72	6,55	6,19	4,96	7,30
CO ₂	Нет	Нет	Нет	0,18	Нет	Нет
C	0,09	0,31	0,07	0,05	0,19	0,14
Сумма	100,06	100,11	100,05	100,28	100,42	99,60
Дисперсный кварц	1,68	3,72	0,54	0,52	1,46	2,18
Аморфная SiO ₂	—	1,19	4,76	5,50	3,76	3,68
SiO ₂ : Al ₂ O ₃ (без кварца)	3,0 : 1	3,0 : 1	3,5 : 1	3,6 : 1	2,6 : 1	3,0 : 1
Ng'	—	1,565	1,570	1,570	1,565	1,570
Np'	—	1,547	1,556	1,550	1,554	1,550
Ng—Np	—	0,018	0,014	0,020	0,011	0,020
Данные рентгеновского анализа	—	Гидрослюда, каолинит	Гидрослюда		Гидрослюда, каолинит	

выветривания их поверхностных слоев, но также за счет адсорбции из окружающих растворов легко растворимых солей железа, которые прочно закрепляются, переходя в окисные соединения.

Образование в элювии красных маловодных окислов железа, по-видимому, обусловлено высокой температурой и высокой концентрацией солей (Гинзбург, 1947, стр. 43). Температура определяет степень гидратации окислов железа, так как красные окраски свойственны породам жарких областей. Это положение находит себе подтверждение и на западной окраине Казахского щита: южнее 48° с. ш. (примерная граница сухих степей и полупустынь) развит красный глинистый элювий, а севернее элювий становится бурый (бассейн рек Каратургай и Сарытургай). Как красный, так и бурый элювий сопровождаются выцветами хлористого натрия.

Ассоциация красноцветных пород с первичными зеленоцветными. Красноцветы в изученном нами комплексе отложений встречаются преимущественно среди континентальных

Дебаграммы пар образцов красных и зеленых глин
(по С. Н. Берхин и Т. А. Левкиной)

Обр. 97—3		Обр. 97—1		Обр. 533		Обр. 534		Обр. 107—1		Обр. 107—2	
Глина красная		Глина зелено-серая		Глина красная		Глина зеленая		Глина красная		Глина зеленая	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	16,54 (?)	—	—	—	—	—	—	—	—	5 р.	15,38
—	—	ср.	10,51	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	сил.	10,3	10 ш.	10,36	10 р.	10,36
—	—	—	—	сил.	10,27	—	—	—	—	—	—
сл.	9,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	ср.	7,20	ср.	7,24	сл.	7,22	1	7,16	3	7,30
ср.	7,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
оч. сл.	5,03	сл.	5,03	сл.	5,021	—	—	2	5,64	3	5,64
—	—	—	—	—	—	сл.	4,92	5	4,90	4	4,93
сил.	4,52	сил.	4,54	сил.	4,584	—	—	10	4,50	10	4,50
—	—	—	—	—	—	сил.	4,47	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	4,27	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	оч. сл.	3,689	—	—	—	—	—	—	—	—
сл.	3,58	оч. сл.	3,588	сл.	3,598	сл.	3,58	1	3,53	3	3,53
—	—	—	—	ср.	3,421	—	—	3 ш.	3,28	5 ш.	3,23
ср.	3,34	сил. т.	3,345	—	—	ср.	3,32	—	—	—	—
—	—	—	—	ср.	2,916	—	—	2	2,99	1	3,00
—	—	ср.	2,862	—	—	ср.	2,850	2	2,84	4	2,84
—	—	—	—	сил.	2,615	—	—	3	2,71	—	—
сил.	2,59	сил.	2,576	—	—	сил.	2,588	9	2,60	—	—
—	—	оч. сл.	2,504	—	—	—	—	4	2,54	9	2,519
—	—	—	—	ср.	2,413	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	сл.	2,400	—	—	—	—
ср.	2,37	сл.	2,388	—	—	—	—	4 ш. р.	2,389	3	2,389
—	—	сл.	2,138	—	—	сл.	2,149	3	2,216	—	—
—	—	—	—	сл.	2,011	—	—	3 ш. р.	1,970	1	2,003
сл.	1,99	сл.	1,994	—	—	сл.	1,984	3 ш. р.	1,884	2	1,883
—	—	сл.	1,828	—	—	сл.	1,821	3 ш. р.	1,843	—	—
—	—	—	—	сл.	1,722	—	—	5	1,701	2	1,712
сл. ш.	1,66	ср. ш.	1,666	сл.	1,672	ср.	1,662	3 р.	1,659	4 р.	1,657
—	—	оч. сл.	1,553	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	сил.	1,521	—	—	—	—	—	—
сил.	1,503	сил.	1,503	—	—	сил.	1,503	9 ш.	1,508	8 р.	1,507
—	—	ср.	1,379	—	—	—	—	3	1,484	—	—
—	—	—	—	сл.	1,315	—	—	—	—	—	—
сл.	1,306	—	—	—	—	ср.	1,306	—	—	—	—
—	—	ср.	1,297	—	—	—	—	4 ш. р.	1,295	3 р.	1,298
оч. сл.	1,255	—	—	—	—	сл.	1,255	2 р.	1,245	1 р.	1,254

В шлифах хорошо видно, что окислы железа образуют в зелено-серой монтмориллонитовой глине точечные скопления, пронизывающие всю глинистую массу породы, при этом точечный железистый пигмент захватывает и совершенно свежие, не разложенные зерна глауконита. Следовательно, процесс пигментации породы окислами железа протекал здесь без разложения глауконита и железистого монтмориллонита. Если бы железистый пигмент был связан с разложением глинистых агрегатов, то глауконит разложился бы в первую очередь.

В континентальных красноцветных отложениях установить природу красного железистого пигмента труднее, так как последний часто чрезвычайно тонок и очень похож на пигмент разложения. Однако из химических анализов (табл. 51) хорошо видно, что смена зеленых окрасок на красные здесь, как и в элювии, не связана с окислением присутствующих в породе железосодержащих минералов. Это вытекает из следующих данных:

1) содержание FeO при переходе от зеленых пород к красным не меняется, а в отдельных случаях содержание его в красных породах выше, чем в зеленых (табл. 51, обр. 107—1 и 107—2);

2) красные и зеленые породы имеют тождественный минеральный состав (если исключить железистый пигмент), т. е. переход зеленых пород в красные не сопровождается изменением силикатной части их;

3) основными породообразующими компонентами как красных, так и зеленых пород являются минералы группы монтмориллонита и гидрослюда, не содержащие в своем составе закисного железа.

Поскольку изученные нами породы почти не содержат закисного железа, то для выяснения роли процессов окисления при образовании красноцветов нами были взяты для сравнения образцы пород с относительно высоким содержанием FeO : красные и зеленые аргиллиты ляминаритовых слоев Калужской скважины (из сборов С. В. Тихомирова). Как красные, так и зеленые аргиллиты содержат FeO в количестве около 3%. Однако и здесь, как видно из химических анализов (табл. 51, обр. 32—1 и 32—2), мы имеем аналогичную картину: содержание FeO мало меняется при переходе от зеленых пород к красным, а сумма окисного и закисного железа при этом возрастает. Следовательно, и в породах, богатых закисным железом, переход зеленоцветов в красноцветы, по крайней мере в данном случае, также не связан с окислением железа.

Образование железистого пигмента не связано также с частичным переходом окисного железа, входящего в решетку глинистого минерала, из силикатной формы в свободную.

Это вытекает из следующих данных:

1) количество Fe_2O_3 в ряде случаев резко увеличивается при переходе от зеленых пород к красным, т. е. красные глины по всем данным представляют собою зеленые глины, обогащенные красным железистым пигментом;

2) в красно-бурых миоценовых суглинках Орской депрессии (из коллекции А. Г. Черняховского) среди глинистой массы, пигментированной окислами железа, были встречены переотложенные зерна глауконита, совершенно свежие, не затронутые разложением (табл. 51, обр. 38—1 и 38—2).

Таким образом, есть все основания считать, что красный железистый пигмент и в континентальных аридных формациях (при ассоциации красноцветных пород с первичными зеленоцветными) не связан с окислением присутствующих в породе железистых минералов, а является первичным хемогенным, возникшим в процессе осадконакопления. К таким же выводам пришла и Е. Н. Дьяконова-Савельева (1950), изучавшая красноцветные толщи Северного Кавказа.

Содержание железа (окисного и закисного) в парных образцах красных и зеленых глин и аргиллитов

Характер отложений	Возраст	Район	Порода	№ обр.	Содержание во фр. <0,001 мм		Минеральный состав глинистой фракции
					Fe ₂ O ₃	FeO	
Современный красноцветный элювий	Нижний-средний миоцен	горы Улутау (гора Кекс-Жугурчук)	Красный элювий	97—3	6,76	0,20	Гидрослюда
			Глина зелено-серая	97—1	7,65	0,14	
	Турон-сантон	р. Белеуты	Красный элювий	237	9,96	0,27	Каолинит
			Глина зеленовато-белая	236	3,15	0,56	Гидрослюда
Континентальные красноцветные отложения	Средний-верхний миоцен	Супильсай (Южный Урал, Орь-Илекский водораздел)	Суглинок красно-бурый	38—1	6,15	0,43	Гидрослюда
			Суглинок зелено-серый	38—2	5,65	0,29	
	Верхний олигоцен	р. Чу, низовья	Глина красная	261	8,62	0,31	Гидрослюда, монтмориллонит
			Глина зеленая	205	8,05	0,42	
	Средний олигоцен	р. Дулгалы-Жиланчик	Глина красная (слабо обожренная)	533	9,05	0,54	Гидрослюда
			Глина зеленая	534	8,89	0,54	
		р. Сарысу, мыс Аяккасаун	Глина красно-бурая	51	—	—	Гидрослюда
			Глина зеленая	52	4,56	0,96	

Таблица 51 (окончание)

Характер отложений	Возраст	Район	Порода	№ обр.	Содержание во фр. <0,001 мм		Минеральный состав глинистой фракции	
					Fe ₂ O ₃	FeO		
Континентальные красно-цветные отложения	Турон-сантон	Б. Каратау	пос. Кошата	Глина красная	81—1	6,7		Монтмориллонит
			уроч. Кызылджар	Глина зелено-серая	82	5,00	0,34	
			пос. Кошата	Глина красная	81—1	6,7		Монтмориллонит
			пос. Атабай	Песок зелено-белый, глинистый	22—3	3,72	0,28	
			р. Чага	Глина красная	734—6	5,03	0,14	Монтмориллонит
				Глина грязно-белая	734—8	3,87	0,29	
	Неоком	Б. Каратау	пос. Атабай	Глина красная	762—5	10,27	0,47	Гидрослюда
			Глина голубовато-зеленая	762—6	5,47	0,82		
			Южный Урал, Орская депрессия	Глина красная	107—1	11,60	1,15	Гидрослюда
				Глина зеленая	107—2	5,60	0,86	
Морские отложения	Средний - верхний эоцен	Южные Мугоджары	Глина вишнево-красная	8—19б	13,79	0,29	Монтмориллонит, гидрослюда	
			Глина зелено-серая	8—19а	7,00	0,29		
	Рифей	г. Калуга (скв. 32)	Аргиллит вишнево-красный	32—2	4,39	2,87	Не опред.	
			Аргиллит зеленый	32—1	2,89	3,23		

Эти выводы вполне согласуются и с данными М. С. Швецова. «Из многих анализов пород красных и зеленых свит видно, что породы с резким преобладанием окисного железа могут быть окрашены в зеленый цвет, а породы, относительно более богатые закисным железом, — в красный» (Швецов, 1948, стр. 199).

Несмотря на то, что переход зеленоцветных пород в красноцветные не связан с окислением закисного железа, накопление самого железистого пигмента (в первичных красноцветах) происходит всегда в окислительной среде, при преобразовании биотитового обломочного материала в железосодержащие гидрослюды (и монтмориллонит), или высаживается из раствора вместе с обломочным материалом. В восстановительной же обстановке закисное железо, освобождающееся в процессе преобразования биотита в гидрослюду, и железо, приносимое растворами, не накапливается в осадке, а целиком уносится. Поэтому породы, сформировавшиеся в восстановительных условиях, лишены железистого пигмента и имеют зеленую или зеленовато-серую окраску, свойственную глинистым компонентам породы (железо-глиноземистым гидрослюдам и монтмориллониту). Поэтому можно думать, что железо в условиях аридного климата переносится не в виде взвеси (Страхов, 1947; Рухин, 1948 и др.), а в виде легко растворимых солей, которые в условиях окислительной среды прочно закрепляются в осадке в связи с переходом в окисные соединения. В соответствии с вышеизложенным, красноцветные породы тяготеют к субаэральным и субаэрально-субаквальным отложениям, где часто возникает окислительная обстановка, а зеленоцветные — к постоянно субаквальным. Следовательно, при прочих равных условиях в зависимости от кислородного потенциала железа, освобождающегося при осадочном процессе, то фиксируется в осадке (окислительная среда), то выносится (восстановительная среда). В первом случае возникают красноцветные породы, обогащенные железистым пигментом, во втором — зеленоцветные, лишенные железистого пигмента.

Интересно отметить, что кислородный потенциал, оказывающий столь отчетливое влияние в процессе осадконакопления на поведение железа, не оказывает существенного влияния на состав силикатной части породы. Так, в пределах одной толщи породы, образовавшиеся как при окислительных (красные), так и при восстановительных (зеленые) условиях, сложены обычно одними и теми же глинистыми минералами с окисным, а иногда и с закисным железом в решетке.

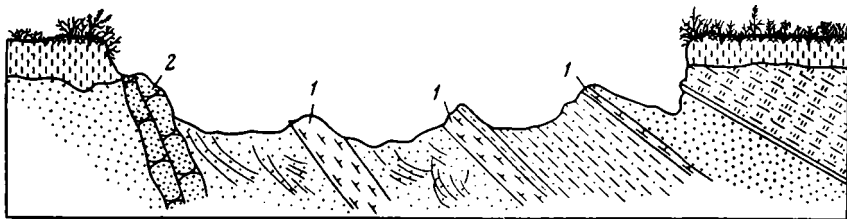
Очевидно, условия, благоприятные для окисления и восстановления свободных окислов железа, отнюдь не тождественны условиям, необходимым для окисления и восстановления железа, входящего в решетки глинистых минералов. Поэтому эти два процесса протекают в какой-то степени независимо друг от друга.

Можно думать, что состав глинистых компонентов породы определяется, в первую очередь, не Eh, а величиной pH среды (Гинзбург, 1947). По данным И. И. Гинзбурга, минералы группы гидрослюды и монтмориллонита образуются в слабощелочных условиях (гидрослюды при $pH = 9,5-7,8$; монтмориллонит при $pH = 8,5-7,0$).

Ассоциация красноцветных пород с вторичными зеленоцветными. По существующим представлениям вторичные зеленоцветы образуются из первичных красноцветов под воздействием грунтовых вод (Гейслер, 1949; Миропольский, 1943; Бойко, 1955 и др.). В изученных нами красноцветных формациях процесс обесцвечивания особенно широко развит в турон-сантонских отложениях юго-западного склона Б. Каратау, на участках, испытавших в кайнозое наиболее интенсивные поднятия и погружения. Наиболее сильно переработаны породы Котурбулакской синклинали. Здесь больше всего осветлены

водопроницаемые песчаные пачки, а глинистые прослои сохранили первичную красную окраску (фиг. 107).

Под воздействием грунтовых вод гематитовый пигмент перешел в раствор, в результате чего породы из красных стали светлыми или пестроокрашенными. Окраска осветленных пород грязно-белая, сероватая или зеленоватая. Несмотря на значительные колебания в окраске, все осветленные породы содержат примерно одно и то же количество Fe_2O_3 .



Фиг. 107. Прослои красных глин (1) среди обеленных песков турон-сантаона с линзами марганцево-железистых песчаников (2). Котурбулакская синклиньаль юго-западного склона хребта Б. Каратау

Процесс позеленения и осветления красноцветов, по-видимому, связан с воздействием гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-кальциевых вод, так как это явление часто наблюдается на контакте с эпигенетическими стяжениями карбоната и гипса.

Красноцветные и обесцвеченные породы сложены одними и теми же глинистыми минералами, меняется лишь количественное содержание в породе Fe_2O_3 (табл. 51). Из этого следует, что силикатная часть породы не затрагивается процессом выщелачивания, выносится лишь гематитовый пигмент, поэтому содержание Fe_2O_3 в породе резко снижается (табл. 51, обр. 762—5 и 762—6).

Железо, выносимое из красноцветов, иногда фиксируется здесь же на месте в осветленных песках с образованием линз бурых железистых песчаников; часть растворенного железа при этом иногда адсорбируется силикатной частью породы. Процесс адсорбции железа глинистым агрегатом иногда отчетливо виден в шлифе. Так, в обесцвеченной красной монтмориллонитовой глине турон-сантаона р. Чага на осветленном фоне породы различаются интенсивно окрашенные в травяно-зеленый цвет участки, приуроченные к песчаным пропласткам, т. е. к участкам, наиболее проницаемым для растворов.

Очевидно, емкость поглощения железа железисто-глинистыми монтмориллонитами и гидрослюдами может значительно меняться. Следовательно, железисто-глинистые глинистые минералы могут адсорбировать железо из раствора в закисной и, может быть, в окисной форме (содержание FeO возрастает в пределах долей процента) и поглощать его в различных количествах. По наблюдениям А. И. Перельмана (1958), железо местами только переходит из одной формы в другую ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{FeO}$), не мигрируя. При этом красная окраска замещается зеленой.

Из приведенных данных следует, что в красноцветных аридных формациях железистый пигмент ведет себя в какой-то степени независимо от силикатной части породы, т. е. накапливается и выносится, не затрагивая силикатных компонентов породы, поэтому красные и зеленые породы в пределах одной формации сложены обычно одними и теми же глинистыми минералами. Очевидно, условия, благоприятные для окисления и восстановления свободных окислов железа, далеко не соответствуют условиям, необходимым для окисления и восстановления железа, входящего в решетку минералов группы гидрослюды и монтмориллонита.

Поскольку красные и зеленые породы минералогически отличаются друг от друга только присутствием или отсутствием красного железистого пигмента, то первичная и вторичная природа красных и зеленых окрасок может быть установлена только геологическими методами.

КРАСНОЦВЕТНАЯ СЛАБОКАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО КЛИМАТА

Красноцветная слабокарбонатная аллохтонная формация образовалась в условиях переходной зоны приморского климата. Поэтому осадки ее одновременно несут черты, характерные как для отложения аридной, так и гумидной зон. Гумидные черты проявляются в присутствии в глинистых фракциях каолинита и в широком развитии в озерных фациях красных железняков и лигнитовых глин, а аридные — в широком распространении среди осадков приморской аллювиальной равнины красноцветных пород, известковистых песчаников и глин монтмориллонитового или гидрослюдистого состава.

Красноцветная слабокарбонатная формация развита в турон-сантоне Чуйской синеклизы и в предгорьях хребта Каратау. Отсюда она уходит за пределы исследованного района и развита на правом берегу р. Сыр-Дарьи, в районе сора Карой (горы Шах-Шах) и на юге Тургайского прогиба (Михайлов, 1955). Все эти отложения характеризуются динозавровой фауной и платановой флорой. В бассейне рек Ирғиз и Улькайк континентальные отложения этой формации переходят в морские отложения терригенно-глауконитовой формации.

На изученной нами территории типичным представителем аллохтонных формаций переходной зоны приморского климата являются красноцветные отложения турон-сантиона предгорий хребта Каратау. Это осадки аллювиальной равнины, представленные в основном полимиктовыми и косослоистыми песками с монтмориллонитовым и каолинит-монтмориллонитовым цементом. Пескам подчинены мелкогалечные конгломераты и прослои гидрослюдистых алевроитовых и монтмориллонитовых глин. Глины бескарбонатны, а среди песков и галечников постоянно встречаются линзы и гнезда песчаников и конгломератов с карбонатным цементом.

Аутигенные образования представлены линзами бурых железняков, стяжениями псиломелана и сажистыми скоплениями вада. Обломки древесины, как правило, представлены кремнистыми фитоморфозами.

Интересно отметить, что красноцветные толщи аллювия местами вторично обелены. Обеление связано с воздействием напорных трещинных вод, поступающих из палеозойских известняков. Обелены наиболее водопроницаемые песчаные пачки, а глинистые прослои сохранили первичную красную окраску. Местами обелены только нижние горизонты толщ.

В озерных фациях красноцветной слабокарбонатной формации, выраженных белеутинской свитой северного борта Чуйской синеклизы, преобладают зеленовато-белые гидрослюдисто-каолинистые глины и полевошпатово-кварцевые алевроиты, содержащие линзы красных железняков и пиритизированных лигнитовых глин.

К этой же формации, по-видимому, должны быть отнесены и красноцветные отложения неокома юго-западного склона Б. Каратау (шаштубинская свита). Это озерные осадки аллювиальной равнины: красные бескарбонатные гидрослюдистые глины с подчиненными маломощными прослоями белых пелитоморфных известняков (с фауной пресноводных гастропод) и известковистых песчаников, переходящие в Боролдайских горах в сплошную толщу известняков. У подножия гор, там, где эти отложения перекрывают известковые породы палеозоя, в красных гидрослю-

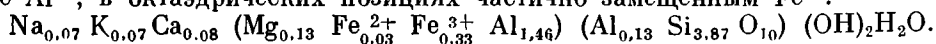
дистых глинах развиваются бобовины гидроокислов железа и марганца, а в карстовых воронках среди палеозойских известняков появляются линзы разрушенных доглины бокситов и бобовых железняков. Появление здесь бокситов и бобовых железняков, по-видимому, связано с размывом древней коры выветривания в области хребта Каратау.

Интересно отметить, что севернее (в Мугуджарах, по данным А. Г. Черняховского) отложения красноцветной слабокарбонатной формации неокома сменяются отложениями красноцветной карбонатной формации, что, вероятно, связано с усилением аридности климата в связи с удалением от подножия гор Среднеазиатского горного пояса.

Продукты разложения обломочного материала. В зоне перехода от красноземного аридного к каолиновому гумидному типу выветривания разложение обломочного слюдистого материала в зависимости от его первичного состава протекает по следующим двум схемам.

- 1) Биотит → гидробиотит → железо-глиноземистый монтмориллонит[†] |
(Nm = 1,576) (Ng' = 1,534; Np' = 1,510; Ng — Np = 0,024)
- 2) Мусковит → гидрослюда → каолинит
(Ng' = 1,571; (Nm = 1,560; Ng — Np = 0,006—0,007)
Np' = 1,557;
Ng — Np = 0,014)

Биотит. В шлифах песчаников и алевролитов часто удается проследить все стадии преобразования биотита в монтмориллонит. На начальных стадиях разложения листочки биотита обнаруживают признаки гидратации. Гидратированные листочки имеют зеленоватый оттенок и волокнистое строение; плеохроизм, свойственный биотиту, сохраняется, но яркость интерференционной окраски и светопреломление заметно снижаются ($Nm = 1,576 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,015 - 0,020$). При дальнейшей гидратации волокнистые листочки гидратированного биотита распадаются в криптоволоконистый глинистый агрегат с остаточным плеохроизмом от бесцветного (Np) до буроватого (Ng), иногда с зеленоватым оттенком; светопреломление резко снижается, интерференционная окраска в связи с дисперсностью агрегатов падает до серых и серовато-белых тонов первого порядка. Процесс гидратации биотита часто сопровождается выделением иголок сагениита или пылевидных частиц лейкоксена. Последние распределяются в минерале в виде тонкой пыли или образуют криптозернистые сrostки, вытянутые вдоль волокон, а иногда скапливаются в месте перегиба чешуек. Следовательно, при разрушении биотита титан, так же как и закисное железо, уходит из решетки биотита. Особенно отчетливо процесс разложения биотита выступает в слюдистых алевритах. Но здесь он часто останавливается на стадии гидрослюды. В песках же обычно развиты конечные продукты разложения биотита, представленные монтмориллонитом (фиг. 108). Монтмориллонит железо-глиноземистый, с Al^{3+} , в октаэдрических позициях частично замещенным Fe^{3+} :



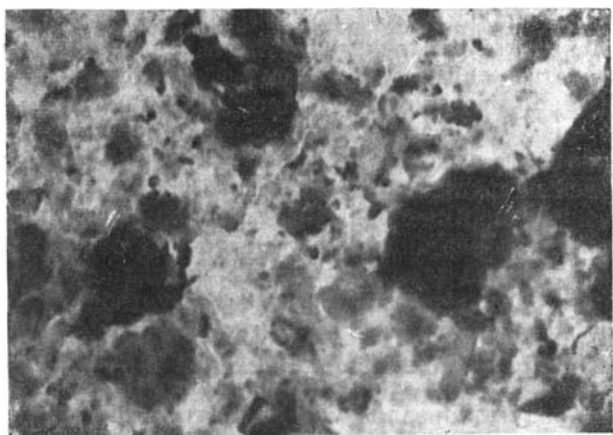
Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 4,7 : 1$, содержание низкотемпературной воды повышенное ($H_2O^- = 7,23\%$, см. табл. 23, обр. 110). Оптические константы монтмориллонита следующие: $Ng' = 1,528$; $Np' = 1,510$; $Ng - Np = 0,018$. На кривой нагревания фиксируются два эндотермических эффекта (125 и 580°) и экзотермический эффект при 920° . На рентгенограмме имеется характерный для монтмориллонита рефлекс первого порядка $12,17$ кХ. На электронной микрофотографии (фиг. 109) видны дисперсные, неясно оформленные агрегаты.

Монтмориллонит (часто в сочетании с каолинитом) встречается в цементе песчаников и в обогащенных биотитом алевритах. В глинах монтморил-

лонит обычно перемешан со слюдястым материалом. Поэтому глины имеют «бейделлитовый» состав. Отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,2 : 1$; содержание K_2O достигает 1,6% (см. табл. 19, обр. 82). Оптические константы занимают промежуточное положение между гидрослюдой и монтмориллонитом ($\text{Ng}' = 1,550 - 1,542$; $\text{Nr}' = 1,535 - 1,525$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,015 - 0,020$).



Фиг. 108. Монтмориллонитовый цемент разложения в песках слабокарбонатной красноцветной формации туроп-саптона, хребет Б. Каратау. Увел. 108, ник.~||



Фиг. 109. Электронная микрофотография агрегатов монтмориллонита, образовавшегося по биотиту в отложениях белеутинской свиты сая Бозинген. Увел. 16 000. Фото Д. Д. Котельникова

Мусковит. Процесс разложения мусковита также очень хорошо прослеживается в песках. В шлифах хорошо видно, что в процессе гидратации листочки мусковита, так же как и биотита, утрачивают яркость интерференционной окраски, приобретают волокнистое сложение или распушаются в веер, но в отличие от биотита они затем распадается на мелкие чешуйки и червевидные сrostки гидрослюды или каолинита.

Каолиновые глины, ассоциирующие с песками, обнаруживают остаточные линии гидрослюды (рефлексы: 11,0; 3,36; 1,99; 1,50), что свидетельствует об образовании их за счет слюдистого материала мусковитового состава. В некоторых разностях каолиновых глин отмечена примесь монтмориллонита, образовавшегося по биотиту. На дебаеграммах глин видны характерные для каолинита рефлексы (7,16; 3,57; 2,579; 1,487 кХ). Широкий и размытый характер линий (см. табл. 22, обр. 236 и 154) указывает на принадлежность каолинита к типу фэйерклей (Бриндли, 1955). На электронномикроскопических снимках видна слабая окристаллизованность каолинового минерала (см. фиг. 35). Отношение $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2,4 - 3,3$ (см. табл. 23, обр. 107, 236, 219). Содержание K_2O достигает 1,64—2,32%, содержание низкотемпературной воды низкое (H_2O^- — 2,13—4,08%).

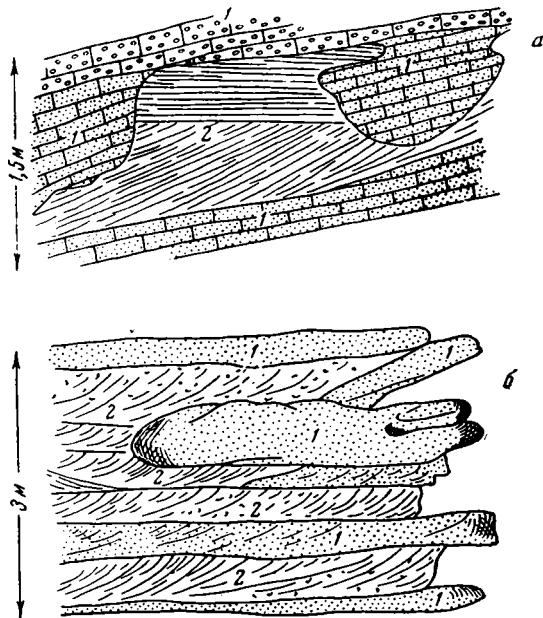
Кривая нагревания — типичная для глин каолинового состава: наблюдаются два эндотермических эффекта при 105 и 550° и третий экзотермический при 940° (см. фиг. 33). Двупреломление в связи с примесью гидрослюды повышенное: $\text{Ng}' = 1,570 - 1,560$; $\text{Np}' = 1,554 - 1,550$; $\text{Ng} - \text{Np} = 0,010 - 0,016$. Примесь монтмориллонита устанавливается только рентгеновским путем (см. табл. 22, обр. 154).

Из приведенных данных следует, что состав глинистых продуктов контролируется не только типом выветривания, но и составом первичного обломочного материала.

Полевые шпаты в отложениях слабокарбонатной красноцветной формации иногда обнаруживают ясные признаки разложения. При изменении их образуются глинистые продукты, идентичные продуктам разрушения биотита (железо-глиноземистый монтмориллонит), тогда как присутствующий здесь же мусковит разрушается с образованием каолинита. Очевидно, основным является процесс монтмориллонитизации. Замещение полевых шпатов монтмориллонитом наблюдалось нами и в морских отложениях альб-сеномана предгорий хребта Каратау.

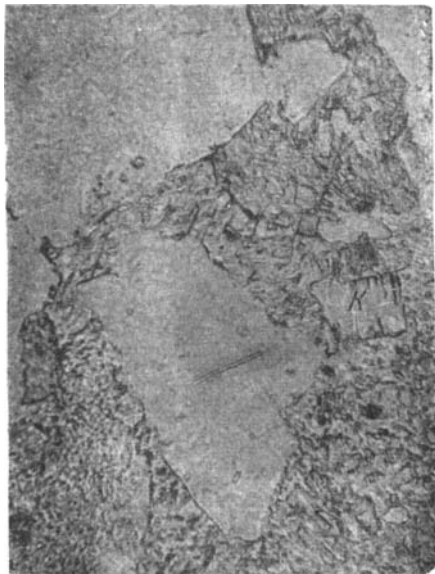
Процессы цементации. В переходной зоне приморского климата широко развита цементация песков карбонатами кальция. Цементация носит инфильтрационный характер и связана с циркуляцией карбонатных растворов внутри толщи. Цементация песков выражена в образовании гнезд и линз известковистых песчаников (фиг. 110) и стяжений различного размера.

Гнезда известковистых песчаников имеют вид неправильных глыб с округлой сглаженной поверхностью, иногда осложненной пальцевидными выростами и выступами. Внутри глыб постоянно наблюдаются трещины высыхания и дырчатые ходы, выполненные песком. Местами это небольшие



Фиг. 110. Гнезда (а) и линзы (б) известковистых песчаников (1) среди песков (2) красноцветной слабокарбонатной аллохтонной формации турон-сантона р. Арыстанды, юго-западный склон хребта Б. Каратау

размера столбики, стяжения и желваки. Гнезда и линзы известковистых песчаников располагаются в песчаных горизонтах без всякой зависимости от их строения. Цементация песков носит избирательно-метасоматический характер: одни минералы замещаются легко, другие с трудом, третьи остаются не замещенными. Наиболее энергично замещается глинистый цемент монтмориллонитового состава. Мусковит, биотит и каолинит (фиг. 111) при этом замещаются слабо и сохраняются в массе карбоната в виде остаточных чешуек и пакетов. Из полевых шпатов наиболее энергично замещаются кислые плагиоклазы ряда альбит — олигоклаз и ортоклаз, наиболее слабо — микроклин.



Фиг. 111. Остаточные пачки каолинита (К) в карбонатном цементе песчаника слабокарбонатной красноцветной формации турон-сантона, хребет Б. Каратау. Увел. 108, ник. ||

В сильно карбонатных разностях песчаников следы замещения иногда несут и обломки кремнистых пород и кислых эффузивов. Но в основном цементация песков протекает за счет замещения глинистого вещества цемента, почти не затрагивая обломков минералов и пород.

Состав цемента кальцитовый, иногда с примесью доломита, по характеру выполнения базальный, мелко- и крупнокристаллический, часто пойкилитовой структуры. В слабо сцементированных песках выделения карбоната имеют вид звездчатых сростков, свободно растущих в глинистой массе цемента.

Гидрокислы марганца в отложениях переходной зоны встречаются среди аллювиальных отложе-

ний в виде желваков и сажистых скоплений, а местами совместно с карбонатами кальция цементируют пески. В последнем случае марганцевые окислы концентрируются в краях глыб конкреционных известковистых песчаников, окрашивая их в коричнево-бурый цвет.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ КАОЛИНОВАЯ ФОРМАЦИЯ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО КЛИМАТА[]

Несмотря на многообразие фаций, входящих в состав этой формации, в ней легко подметить ряд характерных петрографических признаков. Это преобладание тонкозернистых, глинистых и алевритовых пород. Пески и галечники имеют олигомиктовый состав и часто целиком сложены кварцем. Глины чистые, каолиновые, белые и пестроцветные, иногда с примесью гидрослюдистого материала, часто огнеупорные. Характерно присутствие хемогенных пород: красных бобовых железняков и бокситов, а также углистых примазок или скоплений углей. Карбонаты, кроме сидерита, как правило, отсутствуют и появляются только на границе с аридной зоной.

Для каолиновой пестроцветной формации характерна ее связь с древней корой выветривания. В одних случаях эта связь весьма тесная и устанавливается по непосредственной приуроченности отложений каолиновой

пестроцветной формации к областям мощного развития коры выветривания. В других же — более отдаленная, когда переотложенные продукты коры выветривания перемещены на значительные расстояния. Тогда связь эта устанавливается только по парагенезу пород.

По фаунистическим и палинологическим данным (Заклинская, 1959; Корнилова, 1959) каолиновая пестроцветная формация образовывалась в гумидных условиях как умеренного, так и субтропического климата. Литологические особенности отложений этих двух типов гумидного климата практически неотличимы друг от друга, хотя возможно, что бокситы образуются только в условиях субтропического климата (Страхов, 1956), в то время как в условиях умеренно-теплого климата их аналогами являются красные бобовые железняки.

Среди каолиновой пестроцветной формации выделяются следующие подформации:

- а) бокситоносная каолиновая;
- б) железистая каолиновая;
- в) железисто-кремнистая каолиновая;
- г) лигнитоносная каолиновая;
- д) слабокарбонатная каолиновая.

Бокситоносная каолиновая подформация] и генезис связанных с ней бокситов

Бокситоносная каолиновая подформация сложена красными, белыми и пестроокрашенными каолиновыми глинами, вмещающими гнезда и линзы бокситов. В некоторых разрезах отмечаются прослои кварцевых песков с каолиновым цементом, прослои и линзы углистых глин.

Постоянными членами парагенеза подформации являются: гидраргиллитовые бобовые бокситы, красные бобовые железняки, угли, углисто-глиноземистые породы, иногда сидериты. В ряде случаев бокситоносные отложения обнаруживают следы выветривания, вызывающие разубоживание бокситов с образованием галлуазит-каолиновых глин.

Распространена данная подформация на территории Урало-Сибирской эпигерцинской платформы между 48 и 62° с. ш., где она тяготеет к склонам и внутренним частям выступов палеозойского фундамента, перекрытого мощным покровом коры выветривания.

Пестроцветные каолиновые глины и заключенные в них бокситы развиты во впадинах рельефа. Генетически они представляют собой отложения заболоченных равнин и подируженных речных долин. Мощности отложений обычно невелики, но в отдельных случаях (при прогибании впадин) мощность бокситоносных отложений может возрастать до нескольких сотен метров (Татарское месторождение на Енисейском крыже, Амангельдинское — на Казахском щите).

В районах, где произошли позднейшие поднятия, бокситоносные отложения подвергаются денудации, но благодаря приуроченности к депрессиям рельефа они местами сохранились даже на сильно эродированных участках (Казахский щит). Очень часто в районах развития известняков бокситоносные породы залегают в карстовых воронках (Режевские месторождения на Урале, Софиевское месторождение на Казахском щите). При погружении территории бокситоносные отложения оказываются погребенными под более молодыми отложениями. От подстилающей коры выветривания породы бокситоносной подформации отделены не резко, и нижняя граница их отбивается часто с большим трудом.

С этой подформацией связано большинство месторождений бокситов Урало-Сибирской эпигерцинской платформы, хотя стратиграфически они приурочены к различным возрастным горизонтам. Так, на западе, в Приу-

ралье, бокситовые месторождения приурочены к альб-сеноману (Каменское). В средней части Тургайского прогиба располагается Кушмурунское месторождение сеноманского возраста. В восточном борту Тургайского прогиба, на Казахском щите, на Салаире и на Енисейском кряже возраст бокситов датируется большинством исследователей (по данным спорово-пыльцевого анализа) как верхи мела — низы палеогена (Е. Д. Заклинская, К. В. Боголепов и др.). В Чулымо-Енисейской впадине в приенисейской части Западно-Сибирской низменности известны бокситовые месторождения апт-альбского возраста (Боголепов, 1957).

В общем образование бокситоносной каолиновой подформации падает на отрезок времени от нижнего мела до низов палеогена (палеоцен-эоцен) включительно. Образование этой мел-палеогеновой бокситоносной каолиновой подформации, по-видимому, совпадает со временем морских трансгрессий на территории Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба (Страхов, 1952; Горецкий, 1959). Трансгрессии были обусловлены общим опусканием страны, в результате чего повышался уровень грунтовых вод на континенте, что приводило к заболачиванию отдельных пониженных участков и образованию озерных котловин и подпруженных речных долин. В местах высачивания грунтовых вод из коры выветривания в озера и речные долины в условиях затрудненного выноса обломочного материала и возникали месторождения бокситов. Этим, вероятно, и можно объяснить перемещение вверх по разрезу и с юго-запада на северо-восток возраста бокситовых месторождений, в соответствии с перемещением береговой линии моря.

Палеофлористические данные указывают на то, что формирование этой подформации происходило в условиях субтропического переменного влажного климата.

На изученной нами территории к бокситоносной каолиновой подформации относятся бокситоносные отложения аркалыкской свиты (палеоцен-эоцен) Тенгизской впадины и джартасской свиты (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела) Джезказганской впадины.

Таким образом, характерной особенностью континентального осадконакопления гумидной зоны приморского климата с растительностью субтропического типа является бокситообразование.

Б о к с и т ы. Основоположник осадочной теории происхождения бокситов А. Д. Архангельский (1937) допускал, как и А. Е. Ферсман (1934), большую подвижность гидратов глинозема в природных условиях и считал бокситы химическими осадками.

Однако согласно лабораторным исследованиям, алюминий и титан должны обладать в природных условиях весьма малой миграционной способностью (Бушинский, 1956; Виноградов, 1957 и др.).

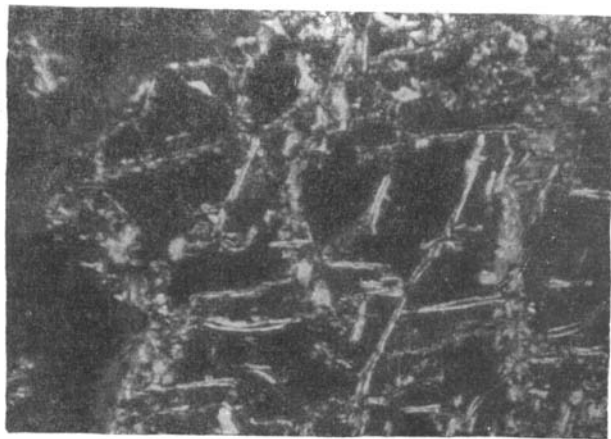
В связи с этим возникли теории, пытающиеся объяснить образование бокситов, исходя из малой миграционной способности глинозема.

Одни исследователи связывают образование бокситов с десилификацией каолиновых глин (Allen, 1935; Гончаров, 1952; Бушинский 1956; Бенеславский, 1956; Виноградов 1957), т. е. считают, что накопление глинозема происходит в глинах остаточным путем, за счет выноса кремнезема. По существу это та же латеритная теория, но перенесенная на осадочный процесс. Другие исследователи прибегают к сильным химическим реагентам (серноокислая теория Ю. К. Горецкого, 1959, и щелочная теория В. В. Лаврова, 1959) или считают осадочные бокситы переотложенными латеритами (Кротов, 1958 и др.).

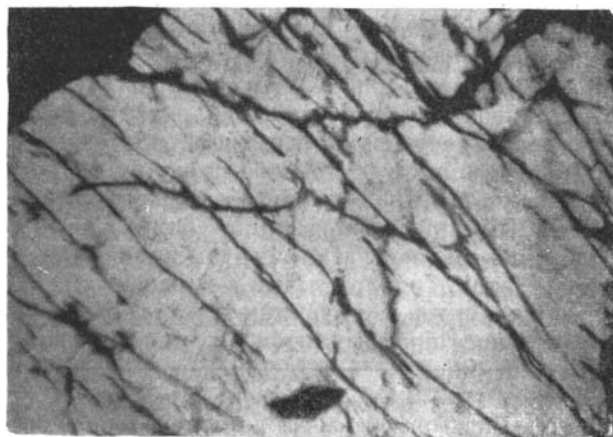
Однако объяснить образование бокситов десилификацией глин коры выветривания очень трудно, так как с этих позиций трудно объяснить приуроченность каменных бокситов, лишенных примеси глинистого вещества, к бортам котловин, дифференциацию гидратов глинозема и окислов

железа в пределах пласта, а также расклинивание бокситовых залежей глинистым материалом в глубь депрессий.

В качестве доказательства процесса десицификации иногда приводится сильная изъеденность кварцевых зерен, наблюдаемая во многих бокситовых месторождениях (Бушинский, 1956). Однако этот процесс можно объяснить и иначе. Если коррозия кварца глинистым агрегатом связана



Фиг. 112. Прожилки гидраргиллита в кварце в бокситоносных отложениях аркалыкской свиты.
Увел. 108, ник.+



Фиг. 113. Параллельно жилковатая структура замещения кварца дисперсным каолиновым агрегатом (шлиф 70—2) в песках бокситоносной аркалыкской свиты.
Увел. 108, ник.+

с процессом бокситообразования, то более вероятно, что этот процесс обусловлен не выносом кремнезема, а связан с растворением кварца под воздействием глиноземистых растворов. Так, на Амангельдинском бокситовом месторождении наблюдаются два типа псевдоморфоз по кварцу: в каменистых бокситах кварц замещен гидраргиллитом (фиг. 112), а в сопровождающих бокситы песчаных каолиновых глинах и кварцевых песках кварц графически источен дисперсным каолиновым агрегатом (фиг. 113). Оба

процесса морфологически очень сходны и носят жилковатый характер. Можно думать, что в рудных пластах при обильном поступлении глиноземистых растворов кварц взаимодействовал с глиноземом с образованием глинистых продуктов, а избыток глинозема высаживался здесь же в виде кристаллических агрегатов гидраргиллита. В безрудных же прослоях бокситовой толщи растворы глинозема поступали уже в меньшем количестве, поэтому весь глинозем уходил на реакцию с кварцем. Здесь избытка глинозема не было, поэтому образования гидраргиллита не происходило.

Морфологически процесс замещения кварца дисперсным каолиновым агрегатом выглядит очень своеобразно. При графическом замещении кварца дисперсным каолиновым агрегатом ясно проявляется структура кварцевых зерен (фиг. 113). Это уже не беспорядочное разъедание кварца глинистым веществом, наблюдаемое почти во всех осадочных глинистых породах, а процесс, сходный с травлением кристалла сильным реагентом. Кремнезем выщелачивается не беспорядочно, а слоями, по-видимому, в соответствии со структурой кварцевых кристаллов. Такого типа графические замещения характерны для термальных и мало характерны для поверхностных процессов. В поверхностных условиях процесс разъедания кварца глинистыми агрегатами обычно протекает беспорядочно и захватывает только края кварцевых зерен. Очевидно, сходство описываемого замещения с термальными процессами обусловлено большой агрессивностью рудообразующих глиноземистых или других растворов.

При замещении кварца гидраргиллитом прожилки, секущие зерна кварца, выполнены пластинчатыми кристалликами гидраргиллита. Последние располагаются перпендикулярно к стенкам прожилка. При дальнейшем развитии процесса кристаллики гидраргиллита начинают расти в стороны от прожилка и постепенно замещают все зерно. Такого типа псевдоморфозы и при полном замещении кварца гидраргиллитом сохраняют жилковатую структуру. В петлях сетки иногда сохраняются остаточные участки от кварцевых зерен. Наряду с этим, замещение кварца гидраргиллитом часто идет от периферии зерна к центру. Тогда кристаллики гидраргиллита растут перпендикулярно внешней поверхности зерна. Разъедание кварцевых зерен растворами глинозема протекает, по-видимому, с образованием в качестве промежуточного продукта реакции каолинита, так как в пределах бокситорудной толщи мы не находим выделений аутигенного кремнезема. Но продукты реакции глинозема с кремнеземом, очевидно, откладывались вне зоны реакции, так как среди хорошо раскрыстализованных агрегатов гидраргиллита, замещающих кварц, мы не находим глинистых продуктов. О подвижности глинозема в условиях диagenеза говорит и замещение гидраргиллитом обломков диабаз с сохранением структуры породы, описанное Н. А. Лисицыной (1956₁) в бокситах Целиноградского района.

Интересно отметить, что описываемый процесс коррозии кварца глинистым агрегатом наблюдается иногда и в боковых породах — глинистых продуктах выветривания палеозойских отложений (фиг. 114), слагающих борта бокситорудной депрессии. Поэтому, если связывать коррозию кварца с процессом бокситообразования, то приходится допускать, что глиноземистые растворы просачивались и во вмещающие породы — кору выветривания палеозоя. Морфологически зерна кварца как в бокситоносной толще, так и в коре выветривания корродированы одинаково (фиг. 113 и 114). В пользу просачивания говорит появление в глинистых породах коры выветривания одиночных железистых бобовин, точечной вкрапленности красных окислов железа и жил красных железняков. Очевидно, осадочный бокситовый процесс местами переходил в инфильтрационный. Интересно отметить, что если при коррозии кварца в растворе присутствовали окислы железа, то они не вступали в реакцию с кремнеземом (вследствие меньшего сред-

ства железа с кремнеземом железистые глины образуются редко) и осаждались здесь же. Поэтому корродированная поверхность кварцевых зерен нередко присыпана пылевидными частицам красных окислов железа, или источенные зерна кварца сцементированы непрозрачным железистым агрегатом. В отдельных шлифах глинистых песков были отмечены пятнистые скопления лейкоксена, свидетельствующие о миграции в этих толщах и титана.



Фиг. 114. Графически источенные зерна кварца в глинистом элювии палеозойских пород.
Увел. 54, ник. +

Отметим, что ясные следы инфильтрации растворов из бокситоносных отложений в подстилающие породы наблюдались автором на Южном Урале в карьере Ново-Айдырлинского никелевого месторождения. Там рыхлые железистые бобовины развиваются в подстилающей толще — в кровле разрушенных до глины черных аргиллитах карбона и в тех же породах на продолжении пласта глиноземистого бобового железняка. В отличие от осадочных бобовых железняков, эти железняки менее плотны, часто хрупкие и легко растираются между пальцами. Такие инфильтрационного типа бобовые железняки легко принять за элювиальные образования. Очевидно, в отличие от морских бассейнов с постоянным водным режимом, в континентальных водоемах процесс диагенеза не ограничивается перераспределением вещества внутри пласта, а осложняется инфильтрацией растворов в боковые и подстилающие породы.

Это явление, по-видимому, обусловлено тем, что в континентальных водоемах водный режим бассейна постоянно нарушался, особенно в мелководных бассейнах. О мелководности бокситообразующих водоемов говорит широкое развитие в бокситах обломочно-бобовых структур, окисная форма железа и присутствие иногда вертикально стоящих стеблей растений (Яншин, 1937).

Однако одновременное развитие графических структур замещения кварца глинистым агрегатом как в бокситоносных отложениях, так и в коре выветривания не исключает, что данное явление не связано с процессом бокситообразования, а обусловлено наложенными, вторичными процессами катагенеза. Возможность такой интерпретации находит подтверждение в том, что глинистые породы бокситоносной толщи и верхних горизонтов коры выветривания имеют одинаковые структуры. Для тех и других пород характерен распад чешуйчатых агрегатов с образованием пелитоморфных глинистых продуктов. Процесс пептизации глинистых

агрегатов связан, очевидно, с эпигенетическим воздействием слабо щелочных карбонатно-кальциевых вод. Если описываемый процесс является вторичным, то локальное его развитие в пределах Амангельдинского месторождения можно объяснить приуроченностью измененных пород к контакту с известняками, т. е. к ореолу карбонатно-кальциевых вод.

Таким образом, теория образования бокситов в процессе десиликфикации глин коры выветривания на Амангельдинском месторождении не согласуется с некоторыми фактами и находит себе мало данных для подтверждения.

Маловероятна также сернокислая теория Ю. К. Горецкого (1959). Несостоятельность этой теории достаточно убедительно разобрана Г. И. Бушинским (1958, стр. 205).

Маловероятна также для амангельдинских бокситов осадочно-латеритная теория, объясняющая образование осадочных месторождений бокситов переотложением латеритов. Образование обломочных структур бокситов со следами последующей цементации обломков гидрагиллитом объясняется данной теорией растворением обломков переотложенных латеритов в процессе диагенеза (Кротов, 1958; Шарова и Гладковский, 1958). Однако этой теории на Амангельдинском месторождении противостоят следующие факты.

1. Никакой удаленный источник не мог бы дать таких концентраций бобового материала, которые имеются в бокситовых пластах. Бобовины, несомненно, в процессе переноса были бы разубожены и перемешаны с обломочным материалом. Исключительно высокая концентрация бобовины в бокситовых пластах может возникнуть только при незначительном их переносе.

2. Микробобовая и колломорфная структура гидрагиллитового цемента свидетельствует о концентрации рудного вещества в бассейне, а отсутствие следов переработки на обломках бобовин говорит против образования гидрагиллитового цемента за счет диагенетического растворения обломочного латеритного материала и последующего его переотложения на дне водоема.

3. Примесь кварцевого песка, наблюдаемая в бокситах, также не может служить доказательством засорения латеритного материала в процессе переноса, так как зерна кварца присутствуют и в обломках бобовин.

4. Наконец, латериты (элювиальные образования), известные в настоящее время на территории Советского Союза: Курская магнитная аномалия (Никитина, 1958), багумские латериты (Яковлева, 1958) и т. д., в отличие от бокситов (осадочных пород) лишены бобовых структур. Поэтому можно думать, что бобовины накапливались в водной среде и перемыв бобовин синхроничен эпохе их образования. Не нужно забывать, что обломочные структуры широко распространены и среди оолитовых железных руд осадочного генезиса. Л. Н. Формозова (1959) отмечает, что, по-видимому, нет оолитовых железных руд, не несущих явных признаков перемыва. То же можно сказать и в отношении бокситов. По мнению Ю. К. Горецкого (1958), обломочные структуры бокситовых пород обусловлены колебаниями режима водоема, в связи с чем этапы диагенеза перемешались с этапами переотложения и механической сортировки материала.

Таким образом, для бокситов Казахского щита по-прежнему остается наиболее вероятной осадочная, хемогенная теория А. Д. Архангельского. В пользу хемогенно-осадочной природы бокситов, говорят: бобовая структура руд, широкое развитие бокситов, лишенных приреси глинистого вещества, пластовая форма залегания бокситов (среди тонких глинистых осадков), приуроченность бокситов к долинным депрессиям и т. д. Трудности объяснения генезиса бокситов осадочным путем заключаются только в том, что, по имеющимся материалам (состав

поверхностных вод и экспериментальные данные), глинозем весьма инертен в природных условиях. Однако все эти данные относятся только к коллоидным и истинным растворам глинозема, органо-минеральные же соединения глинозема при этом не учитываются, а среди последних имеются легко подвижные водорастворимые соединения.

По-видимому, глубоко правы А. Н. Волков (1958) и др., высказавшие предположение о том, что наиболее вероятный способ перемещения Al, Fe и Ti в природных условиях — это металло-органические соединения, в которых все эти элементы могут находиться как в катионной, так и в анионной части и соответственно обычными химическими анализами не обнаруживаются. Почвоведы давно доказали, что полуторные окислы передвигаются в почвенных профилях в виде таких металло-органических комплексных солей (Роде, 1930). В пользу этого говорит и ассоциация в бокситах алюминия с титаном и железом. Многочисленные исследования минерального состава бокситов различных месторождений не оставляют сомнений в том, что сравнительно высокое содержание титана в бокситах не может быть объяснено присутствием ничтожного количества обломков титансодержащих минералов (Волков, 1958). Главная масса титана в бокситах находится в форме геля. По исследованиям С. И. Бенеславского (1953), титансодержащие минералы в боксите образовались в процессе раскристаллизации геля, и главная масса его поступала в боксит одновременно с полуторными окислами. В бокситах Амангельдинского месторождения, по наблюдениям автора, титан концентрируется в крупных железистых бобовинах. Кроме того, Н. В. Ренгартен (1956) было установлено, что титанистые минералы иногда образуются в связи с разложением их металло-органических соединений и в процессе разложения растительных остатков. Что же касается железа, то известно, что основная масса растворенного железа переносится поверхностными водами в ассоциации с органическими коллоидами и органическими кислотами, а не в виде солей минеральных кислот (Gruner, 1922). Железо переносится не только в виде гидрозоля окиси, стабилизированного органическими коллоидами (Moog, Maynard, 1929), но и вступает с органическими кислотами в сложные комплексные соединения (Антипов-Каратаев, 1937). Из приведенных данных вытекает, что наиболее вероятной формой миграции алюминия, железа и титана являются их коллоидные растворы, стабилизированные гумусовыми веществами, и их комплексные органические соединения. Совместное осаждение окислов Al, Fe и Ti в бокситах легко объяснить одновременностью разрушения их металло-органических соединений, тогда как объяснить совместное осаждение этих окислов из коллоидных или истинных растворов очень трудно, так как они осаждаются при различных значениях pH (Страхов, 1947; Бушинский, 1958₁).

Вопреки экспериментальным данным имеется и ряд геологических фактов, говорящих о том, что алюминий обладает в природе достаточно большой миграционной способностью. Такими фактами являются следующие.

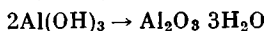
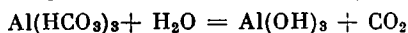
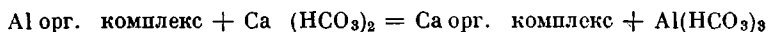
1. Присутствие алюминия в растениях. Семенные растения, по данным Готчисона (Hutchinson, 1943), содержат не менее 2,5—5% алюминия в золе, а в *Orites excelsa* алюминий накапливается в центральной полости ствола в виде почти чистого сукуината алюминия: $\text{Al}_2(\text{C}_4\text{H}_4\text{O}_4)_8\text{Al}_2\text{O}_3$. В растениях сем. *Symplocaseae* алюминий откладывается в виде телец, представляющих собой алюмосиликаты и т. д.

2. Вытеснение железа алюминием при монтмориллонитизации нонтронитов — процесс, установленный автором на силикатно-никелевых месторождениях Южного Урала (см. стр. 184).

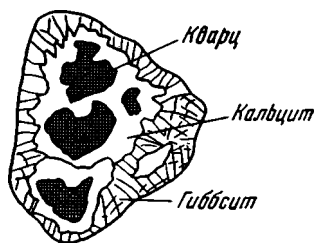
3. Замещение кальциевых фосфатов в процессе выветривания фосфатами алюминия (Бушинский, 1951, стр. 600).

4. Присутствие среди бокситов углисто-глиноземистых пород, руд метасоматического типа и т. д.

Из приведенных данных следует, что для фиксации алюминия, по-видимому, весьма важно присутствие осадителя. Поскольку бокситы наиболее часто приурочены к карстовым воронкам или областям развития карбонатных пород, то роль осадителя, вероятно, играют карбонатно-кальциевые воды. Связь бокситообразования с карбонатно-кальциевыми водами подтверждается и присутствием выделений кальцита в ассоциации с псевдоморфозами гидраргиллита по зернам кварца (фиг. 115). Если глинозем мигрировал в форме органо-минеральных соединений, то кальций мог вытеснять алюминий из металлоорганических соединений, а карбонаты алюминия гидролизировались и выпадали в осадок:



Совместно с глиноземом высаживались железо, титан и иногда марганец (Тюрин, 1958). Известно, что незначительное увеличение щелочности



Фиг. 115. Псевдоморфозы гиббсита и кальцита по обломочным зернам кварца в бокситах Амангельдинского месторождения

раствора резко понижает растворимость как золей, так и комплексных органогенных соединений железа. Как золи окиси железа, защищенные гумусовыми веществами, так и различные железоорганические соединения в нейтральной и слабощелочной среде существовать не могут и отдают свое железо в осадок, какими бы причинами это увеличение щелочности не вызывалось (Антипов-Каратаев, 1937; Кравков, 1931; Маттсон, 1938 и др.). Сходно, по-видимому, ведет себя и алюминий. Интересно отметить, что согласно данным Корню (Cornu, 1909) гумусовые коллоиды содержатся в речных водах только тех областей, где нет известняков и доломитов. Очевидно, гумусовые коллоиды разру-

шаются слабо щелочными карбонатно-кальциевыми водами.

Большинство исследователей (Бушинский, 1958₁; Горецкий, 1959; Волков, 1959 и др.) связывает накопление свободного глинозема с разложением каолинита. Но с этим положением трудно согласиться по следующим соображениям.

1. В наибольших количествах каолинит образуется при выветривании гранитов (первичные каолины), между тем бокситовые месторождения в пределах гранитных массивов отсутствуют.

2. Бокситы, как правило, обогащены титаном, постоянно ассоциируют с красными бобовыми железняками и сами часто представлены сильно железистыми разностями. Если считать, что бокситы образуются в процессе разложения каолиновой молекулы, то становится непонятным, откуда берутся в бокситах окислы железа и титана.

Ассоциация в бокситах гидратов глинозема с окислами железа и титана указывает на связь бокситов с корой выветривания пород, богатых темноцветными минералами.

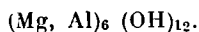
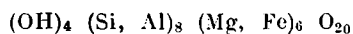
Эта связь подтверждается и приуроченностью бокситовых залежей к областям развития кор выветривания пород среднего и основного состава (диабазов, амфиболитов и т. д.).

Поэтому наиболее вероятно, что накопление свободных окислов алюминия, железа и титана связано с выносом этих элементов из коры вывет-

ривания пород основного и среднего состава, или с перемывом коры выветривания, богатой гидрохлоритом или другими сходными продуктами.

Из всех глинистых минералов наиболее перспективными для бокситообразования являются гидрохлориты — минералы, широко распространенные в комплексе глинистых минералов нижних горизонтов коры выветривания пород основного и среднего состава. При преобразовании гидрохлоритов освобождаются окислы алюминия, железа и титана. Этим, очевидно, и объясняется приуроченность бокситов к районам распространения коры выветривания пород, богатых темноцветными минералами, главным образом роговой обманкой и моноклинным пироксеном, дающим при своем разложении гидрохлориты. Еще В. И. Вернадский (Вернадский и Курбатов, 1937, стр. 335) писал, что при выветривании хлоритов «всегда происходит отделение алюминия и кремнезема, совершенно неизвестное для алюмосиликатов каолинового строения» (слюд, полевых шпатов и др. — В. Р.).

Структура хлорита, согласно исследованиям Паулинга, состоит из чередующихся слюдоподобных (талк, пиррофиллит) и брукитоподобных (брусит, гидраргиллит) слоев (Грим, 1956):



В хлоритах вследствие замещения Si^{4+} на Al^{3+} слюдяной слой имеет отрицательный заряд, который уравнивается положительным зарядом бруситового слоя, обусловленным замещениями Mg^{2+} на Al^{3+} . Пока трудно сказать происходит ли накопление глинозема за счет разрушения брукитоподобного или слюдоподобного слоя хлоритовой молекулы.

В связи с большей прочностью и устойчивостью тетраэдрических структурных слоев хлоритов по сравнению со слоями октаэдрическими считается (Brindley a. Youell, 1950; Сердюченко, 1953), что в первую очередь разрушаются октаэдрические слои. По-видимому, алюминий вместе с железом высвобождается из решеток хлорита на начальных стадиях разложения, а не завершает процесс каолинизации.

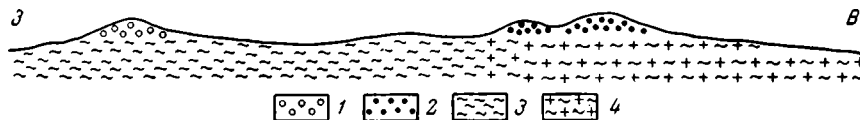
По данным Д. П. Сердюченко (1953, стр. 197), при выветривании хлоритов происходит окисление Fe, гидролиз и частичный вынос Mg и Al.

При выветривании же кислых пород, сложенных кварцем, полевым шпатом и слюдистыми минералами накопления глинозема не происходит, так как при разложении слюдистых минералов и полевых шпатов освобождаются только железо, магний и кремнезем. Поэтому в областях развития кислых пород бокситы замещаются песчанистыми бобовыми железняками. Ультраосновные породы в процессе выветривания также не дают свободных гидратов глинозема, поскольку сложены преимущественно силикатами магния и железа (ромбические пироксены, оливин и серпентин), а не алюмосиликатами. Поэтому в областях распространения ультраосновных пород бокситы также замещаются красными бобовыми железняками, но уже не содержащими, как в кислых породах, зерен кварца.

Геологические данные говорят о том, что бокситы часто накапливаются в глубоких эрозионных депрессиях или карстовых воронках. Эти геоморфологические формы, очевидно, образуются в процессе постепенного подъема и размыва плато, а их выполнение бокситоносными отложениями происходит в последующую фазу медленного погружения, так как характер обломочных пород указывает на то, что это осадки подпруженных речных долин, заболоченных равнин и мелководных озер.

Пространственная связь бокситов с определенными типами пород свидетельствует о том, что благодаря мелководности водоемов обломочный материал плохо перемывался и накапливался здесь же без перемещения

на значительные расстояния. Поэтому глинистые породы, вмещающие бокситы, обычно трудно отличимы от глин коры выветривания, а состав пород в пределах бокситового горизонта резко меняется на коротком расстоянии в соответствии с изменением характера подстилающих пород. Так, на Семеновском бокситовом участке Целиноградского района бокситы развиты на коре выветривания бескварцевых пород и при переходе на каолинизированные граниты сменяются песчанистыми бобовыми железняками (фиг. 116). На Амангельдинском бокситовом месторождении бокситы, залегающие на коре выветривания красных аргиллитов франского



Фиг. 116. Фациальный переход песчанистых оолитовых бурых железняков в бокситы и оолитовые железные руды на Семеновском бокситовом участке

1 — бокситы и бобовые железные руды; 2 — песчанистые бобовые железняки; 3 — каолинизированные бескварцевые породы; 4 — каолинизированные граниты

яруса, представлены сильно железистыми разностями, а бокситы, связанные с корой выветривания углистых аргиллитов фаменского яруса, — мало железистыми. На Кемпирсайском гипербазитовом массиве на Южном Урале бокситы тяготеют к каолинизированным габброидам, а при переходе на кору выветривания гипербазитов сменяются красными бобовыми железняками. Это явление в свое время было отмечено А. Л. Яншиным (1937). Можно привести еще много подобных примеров. Кроме того известно, что бобовые железняки, залегающие на коре выветривания ультраосновных пород, обогащены хромом, никелем и кобальтом, а бокситы, связанные с корой выветривания пород среднего и основного состава, — титаном.

Интересно отметить, что вследствие переноса обломочного материала на незначительное расстояние бокситовый горизонт часто представлен несортированными песчано-глинистыми осадками. Так, например, отложения коскакольской свиты, фациально замещающие на Казахском щите железистые бокситы мелких депрессий, сложены несортированными, почти лишенными слоистости песчано-глинистыми породами, включающими линзы сильно песчанистых бобовых железняков. Такого типа отложения в области Тенгизской впадины плащеобразно перекрывают значительные пространства и на больших площадях приурочены примерно к одному гипсометрическому уровню и лишь местами выполняют ясно врезанные в кору выветривания мелкие пологие депрессии (отложения заболоченных равнин). Сами же бокситы, приуроченные к областям развития богатых кварцем полимиктовых пород, как правило, обогащены песчаным кварцевым материалом. В качестве примера приведем железистые бокситы мелких депрессий Амангельдинского месторождения, залегающие на красноцветных полимиктовых песчаниках и алевролитах франского яруса.

В пределах бокситовых месторождений фиксируются только алюминий, титан и железо. За пределами месторождений появляется новая ассоциация Fe_2O_3 и TiO_2 , к которой иногда присоединяется кремнезем. Следовательно, из ассоциации выпадает глинозем и на его место иногда становится кремнезем. Таким образом, в данном парагенетическом ряду глинозем и кремнезем являются антагонистами, хотя известно, что иногда они встречаются совместно и коагулируют с образованием сухарных као-

линовых глин (Разумова, 1939; Викулова, 1940 и др.). Фациальные изменения в составе хомогенных пород, как это было показано выше, в ряде случаев связаны с изменением характера подстилающих пород, послуживших для данных отложений источником обломочного материала.

Известную роль играет и фациальный тип отложений. Так, например, в осадках аллювиальных шлейфов железисто-кремнистой каолиновой подформации верхнего олигоцена мы не находим бокситов. Здесь накапливаются только красные бобовые железняки и появляются кремнистые породы.

Интересно отметить, что кремнезем всегда осаждается раньше красных окислов железа.

В описанном выше дифференциальном ряду титан в небольших количествах осаждается с кремнеземом, но основная масса его, по-видимому, выпадает с окислами железа и концентрируется в крупных железистых бобовинах бокситовых пород (см. стр. 88).

Из всех четырех окислов (алюминия, титана, железа и кремнезема) дальше всего уносится кремнезем, так как в палеогене, в эпоху образования каолиновой пестроцветной формации, кремнистые осадки широко развиты в отложениях морского палеогена. Наименее подвижен глинозем, так как гидраты алюминия появляются только во внутренних впадинах Казахского щита, в непосредственной близости от источника питания и притом в условиях затрудненного выноса обломочного материала.

В пределах бокситового горизонта известны и кремнистые породы, но появляются они обычно только в безрудных фациях, уже за пределами бокситовых месторождений (отложения коскакольской свиты р. Акжар и сарысуйской свиты в разрезе станции Новорудная). Кремнистые породы залегают всегда ниже бобовых железняков, синхронных железистым бокситам мелких бокситоносных депрессий, и образуют среди каолиновых глин и глинистых песков линзы и гнезда различного размера.

С точки зрения взаимоотношения бокситов и кремнистых пород интересны бокситовые месторождения Индии. Там кремнистые породы с содержанием SiO_2 до 75%, носящие название литомарж, по Д. В. Наливкину, залегают в основании бокситовых пластов.

В. В. Лавров (1959), изучавший континентальные третичные отложения Казахского нагорья, рассматривает бокситы и кварцитовидные песчаники как генетически связанные образования и относит их к продуктам солонцового процесса выветривания в условиях аридного климата эоцена. Но как правильно отмечает К. В. Никифорова (1960), этому выводу противоречит ассоциация бокситов с углями, отсутствие карбонатов и гипса (типичных минералов аридной зоны), а также каких либо других минеральных ассоциаций, свидетельствующих о щелочном характере среды. По данным автора, в условиях солонцового типа выветривания бокситы становятся неустойчивыми минеральными образованиями. Под влиянием солонцового процесса они подвергаются ресилификации и замещаются галлуазит-каолиновыми глинами (см. стр. 90).

По наблюдениям автора, процесс ресилификации бокситовых залежей не связан с процессами диагенеза, а развивается в бокситовых толщах под влиянием кремнистых растворов в тех случаях, когда бокситы в результате изменения климата попадали в аридную зону с солонцевыми типами выветривания (см. стр. 185), или были переработаны слабо щелочными грунтовыми карбонатно-кальциевыми водами. Примером бокситовых залежей, переработанных грунтовыми карбонатно-кальциевыми водами, могут служить бокситовидные галлуазитовые глины с реликтами свободного глинозема, залегающие в карстовых воронках среди красных глин слабокарбонатной красноцветной формации неокома хребта Б. Каратау

(см. стр. 48). В этих залежах гидраргиллит почти нацело замещен галлуазитом, а вмещающие бокситы красные гидрослюдистые глины, как насыщенные кремнеземом минеральные образования, оказались совершенно не измененными. С. П. Бенеславский (1958), К. Ф. Терентьева (1958), А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1958), так же как и автор, связывают ресилификацию бокситов с процессами выветривания или катагенеза.

В заключение отметим, что на основании вышеприведенных данных автор пришел к следующим выводам.

1. Бокситы Амангельдинского месторождения образовались осадочно-хемогенным путем.

2. Накопление алюминия, железа и титана происходило в областях развития коры выветривания основных пород, богатых глинистыми продуктами гидрохлоритового состава.

3. Гидраты глинозема освобождались в процессе разложения богатых гидрохлоритом глинистых продуктов коры выветривания.

4. Алюминий, железо и титан выносились из коры выветривания в виде кислых растворимых в воде металло-органических соединений, которые, попадая в водный бассейн, взаимодействовали со слабощелочными карбонатными водами. В результате они высвобождались из сложных металло-органических соединений и выпадали в осадок. Совместное осаждение окислов алюминия, титана и железа позволяет думать, что они мигрировали и выпадали из одного раствора.

5. Кремнезем (поскольку он постоянно обнаруживается в речных водах) в отличие от полуторных окислов и титана, вероятно, перемещался не в виде органо-минеральных соединений, а в виде истинных или коллоидных растворов, поэтому пути его миграции расходились с алюминием, железом и титаном. Однако иногда он осаждался совместно с железом, но обычно несколько раньше последнего (разрез коскакольской свиты р. Акжар).

6. Алюминий, железо и титан, в отличие от кремнезема, далеко не уносились, так как их металло-органические соединения легко разрушались при соприкосновении с карбонатно-кальциевыми водами.

7. Бокситообразование происходило в специфических условиях аккумуляции: при выклинивании грунтовых вод в бассейны, в которых шло накопление осадков. Такие условия возникали в начальные этапы погружения расчлененного плато, перекрытого мощным покровом коры выветривания, в условиях продолжающегося развития коры выветривания. Бокситонакопление осуществлялось при затрудненном выносе обломочного материала и рудообразующих растворов. Это осадки подпруженных речных долин и заболоченных равнин.

8. Бокситообразование протекало в условиях субтропического переменного-влажного климата средиземноморского типа (Заклинская, 1955).

Железистая каолиновая подформация

Железисто-каолиновая подформация развита в области Казахского щита, где встречается в тесной ассоциации с бокситоносной каолиновой подформацией и часто сменяет ее по простиранию. Эта смена, очевидно, связана с изменением характера подстилающих пород. Особенно наглядно это видно на Семеновском бокситовом участке (район Целинограда). Здесь смена бокситов песчанистыми бобовыми железняками происходит при переходе с коры выветривания бескварцевых пород на каолинизированные граниты.

Для парагенезиса пород железисто-каолиновой подформации характерна ассоциация каолиновых глин с красными сильно песчанистыми бо-

бовыми железняками. Песчаный материал, как правило, плохо отсортирован и перемешан с глинистым. Слоистость и сортировка материала не заметны. Изредка в ассоциации с песчанистыми бобовыми железняками встречаются гнезда кварцитовидных (разрез р. Акжар, притока р. Апитастытургай) или опоковидных (разрез у станции Новорудная) песчаников, что намечает переход железисто-каолиновой подформации в железисто-кремнистую. По терминологии Н. С. Шатского, кремнистые породы являются здесь «соседними», перешедшими из железисто-кремнистой каолиновой подформации.

Песчанистые глины с красными бобовыми железняками выполняют пологие неглубокие депрессии в областях развития древней коры выветривания. Генетически это осадки заболоченных равнин, возникшие при затрудненном выносе обломочного материала в условиях медленного погружения континента.

В возрастном отношении железисто-каолиновая подформация соответствует бокситоносной и представляет собой безрудную (в смысле бокситоносности) фацию последней. Мощность отложений не превышает 5—10 м.

Железисто-каолиновая подформация широко развита во впадинах Казахского щита. В Тенгизской впадине ей соответствует коскакольская свита (палеоцен-эоцен), а в Джезказганской — сарысуйская (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела).

Железисто-кремнистая каолиновая подформация и генезис связанных с ней кварцитовидных песчаников

Типичными представителями этой подформации являются верхнеолигоценовые отложения Тенгизской впадины и восточного борта Тургайского прогиба (чаграйская и наурзумская свиты). Это осадки аллювиального шлейфа, обязанные своим происхождением поднятиям в области Казахского щита и размыву коры выветривания. Поэтому породы этой подформации залегают на подстилающих породах часто с резким размывом, сложены в основании кварцевыми галечниками и выклиниваются в глубь Тургайского прогиба (Лавров, 1959).

Кварцевые косослоистые пески, алевриты, кварцевые галечники, белые и пестроокрашенные каолиновые глины — наиболее распространенные породы этой подформации. Для парагенеза ее характерны кремнистые породы, железистые песчаники и красные бобовые железняки. Второстепенным и не постоянным членом парагенеза являются баритовые желваки.

Кремнистые породы представлены двумя разновидностями: 1) тонкие прослой или вытянутые в горизонты гнезда плотных, иногда ясно слоистых глинисто-кремнистых пород, залегающие среди глин и глинистых алевритов верхней части толщи (в наурзумской свите); 2) линзы мощностью до 3—5 м и караван сливных кварцитовидных песчаников. Последние в отличие от глинисто-кремнистых пород тяготеют к нижним, песчаным горизонтам (чаграйская свита), где часто приурочены к депрессиям рельефа подошвы толщи. Как те, так и другие кремнистые породы окрашены в светлые белые и серовато-белые цвета, но иногда пестрят пятнами розового или белесовато-фиолетового цвета. В отдельных случаях окраска их желто-бурая. В осевой части Тенгизской впадины с выходами желто-бурых кварцитовидных песчаников ассоциируют обломки черной, похожей на кремнистый сланец, окремнелой древесины.

Красные бобовые железняки в разрезе чаграйской свиты (р. Акжар и др.) лежат на 2 м выше прослоя плотных кремнистых пород или замещают его по простиранию. Кварцитовидные же песчаники постоянно ассоциируют с красными железистыми песчаниками. Мощность отложений не превышает 50 м.

Палеофлористические данные указывают на образование этой подформации в условиях умеренно-теплого гумидного климата (широколиственная тургайская флора).

Среди отложений этой подформации бокситы достоверно не установлены. Здесь их аналогами являются красные бобовые железняки. Отсутствие бокситов может быть обусловлено следующими причинами.

1. По данным Н. М. Страхова (1947 стр. 84), бокситы образуются только в условиях субтропического гумидного климата, при постоянно повышенной температуре и обильном поступлении гумусовых веществ. Согласно указаниям И. И. Гинзбурга (1958), повышение температуры усиливает переход SiO_2 в раствор и уменьшает растворимость Al_2O_3 , т. е. делает более интенсивной кристаллизацию $\text{Al}(\text{OH})_3$. Накопление же железисто-кремнистой каолиновой подформации верхнего олигоцена происходило в условиях умеренно-теплого гумидного климата (Заклинская, 1959), на что указывает присутствие широколиственной тургайской флоры, т. е. в условиях менее активного химического выветривания.

2. Отсутствие бокситов может быть связано с аллювиально-шлейфовым характером отложений, т. е. с удаленностью продуктов аккумуляции от источника питания и сильной разбавленностью вод, транспортирующих коллоидные растворы.

3. Накопление железисто-кремнистой каолиновой подформации верхнего олигоцена происходило в период поднятия Казахского щита, тогда как накопление бокситовой каолиновой подформации палеоцен-эоценового возраста совпадало с эпохой медленного погружения континента в период, предшествующий трансгрессии палеогенового моря. Поэтому возможно, что для бокситообразования в верхнем олигоцене тектонические условия были неблагоприятны. Очевидно, не был обеспечен затрудненный вынос обломочного материала и продуктов распада — условия, необходимые для бокситонакопления.

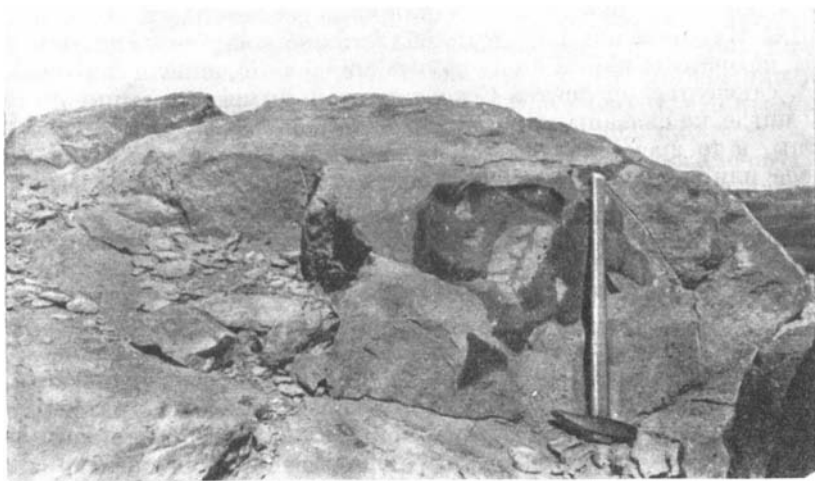
В условиях умеренно-теплого гумидного климата верхнего олигоцена из хемогенных пород большое значение приобретают кремнистые образования. Если в условиях субтропического гумидного климата палеоцен-эоцена выделения кремнезема встречаются спорадически (коскакольская и сарысуйская свиты), то в железисто-кремнистой каолиновой подформации верхнего олигоцена кремнезем накапливается в больших массах, образуя прослои, линзы и гнезда кварцитовидных песчаников и глинисто-кремнистых пород. В отложениях верхнего олигоцена кремнистые породы, так же как и в отложениях палеоцен-эоцена, встречаются в ассоциации с красными бобовыми железняками и также высаживаются раньше красных окислов железа (бобовые железняки лежат стратиграфически выше кремнистых пород (см. фиг. 82). Очевидно, окислы железа осаждались только тогда, когда основная масса кремнезема уже выпала в осадок. Можно предположить, что коллоидные растворы кремнезема удерживали железо в растворе. Известно, что золь SiO_2 является защитным коллоидом по отношению к золю $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (Симаков, 1928; Ферсан, 1934).

Присутствие хемогенных пород и кварцево-каолиновый состав пород этой подформации указывают на преобладание в период ее накопления каолинового типа выветривания. По данным А. Г. Бер (1954) и Б. М. Михайлова (1954), со средним олигоценом в Тургайском прогибе связано образование каолинового элювия на монтмориллонитовых глинах чеганской свиты.

За пределами района исследований железисто-кремнистая каолиновая подформация развита среди отложений апт-альба приенисейской части Западно-Сибирской низменности — кийская свита (Боголепов, 1957), и в верхнем олигоцене Зауралья и Тургая. На Енисейском кряже к ней относятся отложения нижней подсвиты бельской свиты (Боголепов, 1957).

Остановимся на генезисе кварцитовидных песчаников.

Кварцитовидные песчаники Казахстана до недавнего времени считались верхнеэоценовыми на основании того, что на Южном Урале А. Л. Яншиным (1953) в них была обнаружена верхнеэоценовая ксерофитная флора. Однако в настоящее время кварцитовидные песчаники известны в очень большом возрастном диапазоне. Они встречаются среди пород древней коры выветривания; аналогичного типа песчаники



Фиг. 117. Пятна окремнения в угленосных юрских отложениях Байконура.
Фото Н. А. Константиновой

были установлены автором и К. В. Никифоровой в юрских угленосных отложениях Байконура (фиг. 117). Известны они и в прибрежных фациях морского палеогена и, наконец, распространены в отложениях пестроцветной каолиновой формации палеогена Тенгизской и Джезказганской впадин и восточного борта Тургайского прогиба (Разумова, 1958₂), причем распространены они не только на Казахском щите, но широко развиты на Урале, в Тургае, Северном Приаралье и на Украине.

Большинство исследователей рассматривает кварцитовидные песчаники как нормальные осадочные породы, образовавшиеся в песчаных толщах в результате подвижности кремнезема в условиях пустынного климата (Яншин, 1953; Гинзбург и Рукавишникова, 1952; Никифорова, 1960).

Только В. В. Лавров (1957) рассматривает кварцитовидные песчаники Казахского щита как своеобразную кремнистую кору выветривания, возникшую в эпоху бокситообразования в условиях аридного климата эоцена. Но, несмотря на расхождения во взглядах на генезис кварцитовидных песчаников, все исследователи сходятся в том, что кварцитовидные песчаники образуются при щелочном выветривании в условиях аридного климата. Однако в изученном нами разрезе мезо-кайнозоя западной части Центрального и Южного Казахстана кварцитовидные песчаники широко развиты среди отложений гумидного, а не аридного типа, а именно — среди отложений железисто-кремнистой каолиновой подформации верхнего олигоцена с широколиственной тургайской флорой и среди отложений железистой каолиновой подформации палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела.

Исключение, возможно, представляют кварцитовидные песчаники саксаульской свиты морского палеогена, поскольку для них характерна ксе-

рофитная флора. Однако и здесь образование этих песчаников, по-видимому, не связано с пустынным климатом. По флористическим и палинологическим данным климат в верхнем эоцене был жарким и сухим, но с периодами сильного увлажнения — средиземноморского типа (Бойцова и др., 1955). По Е. Д. Заклинской (1959), в верхнем эоцене существовали островные леса и растительность типа саванн.

А. Л. Яншин (1953, стр. 347), изучавший верхнеэоценовые отложения Северного Приаралья, пишет, что: «геохимическая обстановка саксаульского века резко отличалась от обстановки современных пустынь и полупустынь. В современных аридных областях хорошо сохраняются полевые шпаты, роговые обманки и ряд других минералов, нацело уничтоженных в песках саксаульской свиты. С континентальными осадками саксаульской свиты нигде не связаны никакие залежи солей. Более того, они бескарбонатны, в то время как осадки современных пустынь обычно содержат большее или меньшее количество извести». Отметим также, что бокситоносные отложения палеоцен-эоценового возраста Казахского щита, относимые всеми исследователями безусловно к образованиям гумидного типа, также богаты пылью растений ксерофитного облика (Заклинская, 1955). По наблюдениям Е. П. Бойцовой и Н. К. Овечкина (Бойцова и др., 1955, стр. 96), пески прибрежно-континентальной фации саксаульской свиты правобережья р. Ирғиз в ряде случаев слегка сцементированы каолиновым цементом. По данным А. Г. Черняховского, пески с каолиновым цементом и тонкими прослоями каолиновых глин развиты и среди континентальных фаций саксаульской свиты западного склона Южных Мугоджар (район оз. Каракуль). Таким образом, континентальные отложения саксаульской свиты Урала и Казахстана выражены кварцитовидными песчаниками и кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песками с примесью каолинового материала. Следовательно, среди континентальных фаций верхнего эоцена развит, по существу, тот же комплекс пород, что и в отложениях пестроцветной каолиновой формации палеогена. В верхнем эоцене характер процессов выветривания, присущий нижнепалеогеновой эпохе с субтропическим климатом средиземноморского типа, по-видимому, существенно не изменился, несмотря на некоторую аридизацию климата. Процессы выветривания и в верхнем эоцене продолжали развиваться по каолиновому типу.

По-видимому, кварцитовидные песчаники верхнего эоцена образовались в условиях, сходных с современной переменнo-влажной областью саванн. Таким образом, кварцитовидные песчаники Казахского щита образуются не в пустынных условиях, а при каолиновом типе выветривания в условиях как жаркого переменнo-влажного (верхний эоцен), так и умеренно-теплого гумидного климата (верхний олигоцен) средиземноморского типа.

Необходимо отметить, что образование кварцитовидных песчаников нельзя связать и с позднейшей инфильтрацией кремнистых растворов в песчаные толщи в результате последующей смены гумидных условий на аридные (Никифорова, 1960), так как в железисто-кремнистой каолиновой подформации кремнистые породы безусловно являются сингенетическими образованиями. Кремнистые породы здесь представлены глинисто-кремнистыми разностями и кварцитовидными песчаниками. При этом, если кварцитовидные песчаники залегают среди песков в виде караванов и линз, похожих на эпигенетические образования, то глинисто-кремнистые породы образуют среди глин и алевроитов тонкие прослои, вытянутые согласно общему напластованию пород, в сингенетическом происхождении которых сомневаться трудно.

Таким образом, в мезо-кайнозойском разрезе Южного и Центрального Казахстана кварцитовидные песчаники, по всем данным, образовались

в условиях гумидного климата при каолиновом типе выветривания, т. е. в условиях кислой среды.

Действительно, мы знаем, что в условиях гумидного климата в процессе каолинитизации выносятся большие массы кремнезема, в результате чего образуются мощные толщи первичных каолинов (пеликаниты, обогащенные опалом каолины, образуются в связи с позднейшей инфильтрацией кремнистых растворов в толщу первичных каолинов; Гинзбург и Рукавишникова, 1952; Чухров, 1955). По экспериментальным данным (Бушинский, 1956), минимум растворения кремнезема лежит в нейтральной и слабо кислой среде, в интервале $\text{pH} = 6,0-7,3$. При повышении или понижении pH от этого значения растворимость кремнезема сильно возрастает. Отсюда следует, что кремнезем может выноситься как щелочными, так и кислыми водами.

Таким образом, появление больших масс кремнезема в осадочных толщах гумидной зоны представляется вполне понятным. Однако известно, что кремневые пласты и коры широко распространены в пустынных областях. Последние описаны в пустынях Южной Африки (Намиб и Калахари) и Австралии под названием силькретов (Williamson, 1957). В Египетской пустыне таких кор нет, что объясняется их относительной увлажненностью (Чухров, 1955). Однако при исследовании пустынь Советского Союза (Каракумы и Кызылкумы) оказалось, что развитые здесь кремневые коры относятся к лагунным отложениям осадочного покрова и ничего общего с пустынными образованиями не имеют (Сидоренко, 1952₁). Вероятно, и кремнистые накопления пустыни Намиб (Южная Африка) — гелиты, также имеют осадочный генезис, так как выполняют небольшие котловины и часто содержат примесь тонкого кластического материала и карбоната (Storz, 1928). Наконец, в почвенно-географическом очерке М. А. Глазовской (1952) мы находим указание на то, что кремнистые коры пустынь Австралии не являются специфической принадлежностью пустынь. Это реликтовые аккумулятивные образования, приуроченные к окраинам мезозойско-третичных депрессий.

Тот же вывод напрашивается и при чтении работы Вильямсона (Williamson, 1957), посвященной описанию кремнистых пород Австралии.

Из приведенных данных вытекает, что кремнистые породы отнюдь не характерны для пустынных областей, т. е. связаны с пустынями только территориально, а не генетически, и являются реликтовыми образованиями. К таким же выводам пришел и А. И. Перельман (1951). В пустынях миграция веществ в элювиальных условиях, по его мнению, в связи с отсутствием влаги протекает весьма слабо. Однако в пустынях наблюдаются проявления достаточно интенсивных процессов, так как здесь хорошо консервируются продукты былых геологических процессов. В пустынях, по-видимому, если и образуются, то очень тонкие кремнистые корочки (Ковда, 1940).

Трудно себе представить, что пласты кремнистых пород до 3—5 м мощностью могут образоваться в пустынных областях «в силу капиллярного поднятия грунтовых вод в сухие времена года» (Гинзбург и Рукавишникова, 1951). Укажем также, что в общепризнанных красноцветных отложениях аридной зоны кремнистые породы и кварцитовидные песчаники полностью отсутствуют во всех толщах — от соленосных до обломочных.

Возникает вопрос: откуда поступал кремнезем, цементирующий песчаный материал в кварцитовидных песчаниках?

Большинство исследователей (Залесский и Сазонова, 1946; Гинзбург и Рукавишникова, 1952; Яншин, 1953) считают, что кремнезем в цементе песчаников накапливался в процессе растворения обломочных кварцевых зерен на месте под влиянием щелочных вод. Несколько иного мнения при-

держивается В. В. Лавров (1957), по мнению которого цементация песков связана с привнесом кремнезема из коры выветривания, в результате химического разложения каолинового элювия щелочными водами. Последние расщепляли каолиновую молекулу на глинозем и кремнезем, переводя их в легкоподвижные ионогенные и коллоидные соединения. Наконец, С. С. Неуструев (1931, стр. 145) указывает на возможность



Фиг. 118. Участки кварцитовидного песчаника со сплошными выделениями лейкоксена в цементе. Песчаник чаграйской свиты р. Тастытургай. Увел. 54, ник. ||

образования сливных нижнетретичных песчаников «в связи с выносом из почв золя кремнекислоты в латеритообразовательном, а также и при солонцевом процессе». Однако подобное же окремнение, по С. С. Неуструеву, совершается и «в пустынях при переносе кремнезема в щелочных растворах».

В изученных нами отложениях кремнезем цементирует не только кварцевые пески, но и глинистые породы, а иногда образует бобовые железисто-кремнистые породы. Из этого можно заключить, что кремнезем в цементе песчаников образуется не за счет растворения обломочных кварцевых зерен, а был привнесен со стороны. Однако нельзя согласиться с тем, что кремнезем поступал из коры выветривания в результате разложения каолинового элювия, так как кварцитовидные песчаники развиваются в песчано-каолиновых толщах в ассоциации с бобовыми железяками (и иногда бокситами), а сами кварцитовидные песчаники часто обогащены окислами железа и титана (фиг. 118). Поэтому более вероятно, что образование кварцитовидных песчаников связано с высвобождением кремнезема, наряду с железом, титаном и глиноземом, в процессе каолинизации. На возможную связь окремнения с процессами каолинизации указывали А. Д. Архангельский (1954), И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова (1952). Френкель и Кент (Frankel, Kent, 1937) и другие исследователи, занимавшиеся изучением подобных образований в Южной Африке, также связывают образование кремнистых пород с почвенными процессами и перемещением кремнезема при образовании глин в процессе разложения материнских пород. С точки зрения генезиса кварцитовидных песчаников интересно подробнее остановиться на теории В. В. Лаврова, который связывает образование кварцитовидных песчаников Казахского нагорья с солончаковым типом выветривания. В эоцене, говорит В. В. Лавров (1957) на Казахском нагорье в условиях солончакового типа выветривания «происходил повсеместный химический рас-

пад мезозойского каолинового элювия с образованием по нему своеобразного кремнистого панциря». По В. В. Лаврову, бокситонакопление и образование кремнистого панциря—два взаимосвязанных процесса. Щелочные воды, по его мнению, расщепляли каолиновую молекулу на глинозем и кремнезем, переводя их в легкоподвижные ионогенные и коллоидные соединения. В условиях щелочного гипергенеза глинозем оказывался относительно более подвижным, чем кремнезем. Соответственно в «плакорных» условиях образовывался кремнистый панцирь — кремнистая кора выветривания, а в депрессиях откладывались углистые глины с гидраргиллитовыми бокситами.

Однако с выводами В. В. Лаврова трудно согласиться по следующим соображениям.

1. Хотя кварцитовидные песчаники Казахского нагорья в ряде случаев действительно ассоциируют с бокситами, но разбираемые В. В. Лавровым кварцитовидные песчаники верхнего эоцена никакого отношения к бокситам палеоцен-эоценового возраста не имеют, так как представляют собой более молодые по возрасту образования. Поэтому ставить их в единый генетический ряд нет никаких оснований.

2. Кварцитовидные песчаники представляют собой нормальные осадочные породы, а не «кремнистую кору выветривания». Развалы глыб кварцитовидных песчаников Казахского нагорья представляют собой спроектированные глыбы плотных пород, отмытых от рыхлых песчаных отложений. Линзы сливных кварцитовидных песчаников мощностью до 5 м можно видеть в настоящее время среди песков чаграйской свиты верхнего олигоцена по р. Тастытургай.

3. Накопление в осадках глинозема, окислов железа и кремнезема, как сказано выше, связано с процессом каолинизации, а не с разложением каолинового элювия под влиянием щелочных вод. Этот вопрос был разработан нами выше, при описании процесса бокситообразования.

4. Из геологических данных следует, что глинозем мало подвижен, а кремнезем переносится на большие расстояния. По теории же В. В. Лаврова наблюдается обратная картина: кремнезем остается на месте, а глинозем выносится.

С позиций щелочной теории В. В. Лаврова становится непонятным обилие кремнистых пород в удаленных от источника сноса осадках морского палеогена, хотя и им отмечается широкое развитие кремнистых пород в этих осадках.

Таким образом, накопление кремнезема в отложениях пестроцветной каолиновой формации, по мнению автора, связано с высвобождением кремнезема, наряду с железом и глиноземом, при процессах каолинизации, а не с процессом химического разложения каолинового элювия или растворением кварцевого песка щелочными водами в аридных условиях.

По мнению И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1952), кремнезем откладывался в цементе кварцитовидных песчаников в форме опала, который затем перекристаллизовывался в халцедон и кварц. По наблюдениям автора, песчаники с опаловым (и опало-халцедоновым) цементом и песчаники с криптокварцевым цементом представляют собой генетически различные образования. В изученном нами разрезе мезо-кайнозоя западной части Центрального и Южного Казахстана песчаники с опаловым цементом широко развиты среди морских отложений палеогена (в отложениях терригенно-глауконитовой формации), а песчаники с криптокристаллическим кварцевым цементом тяготеют к континентальным отложениям (пестроцветной каолиновой формации палеогена и прибрежно-морским фациям морского палеогена). Следовательно, песчаники с опаловым и криптокварцевым цементом генетически представляют собой совершенно различные образования и связаны с разными формациями. Кварцито-

видные песчаники, как правильно отмечают К. В. Никифорова (1956) и В. П. Казаринов (1958), являются континентальными эквивалентами морских опок и опокovidных песчаников.

Известно, что образование той или другой формы кремнезема происходит в зависимости от физико-химической обстановки, главным образом от степени перенасыщения кремнистых растворов (Лемлейн, 1946). Опал и халцедон выпадают из коллоидных растворов, а кварц — из разбавленных истинных растворов. Смена же опала халцедоном определяется падением концентрации раствора.

Геологические данные хорошо согласуются с этими экспериментальными данными. В морских условиях кремнезем осаждается только в тех случаях, когда количество его достаточно велико. В этих случаях он подвергается коагуляции и выпадает в осадок из иловых вод. Обычно же, вследствие недосыщенности морской воды кремнеземом и устойчивости коллоидного кремнезема в отношении электролитов морской воды, химического осаждения его не происходит (Чухров, 1955; Бруевич, 1953; Okamoto, 1957). В морских отложениях палеогена халцедон, как правило, кристаллизуется после опала и его граница с опалом резкая, но местами халцедон явно замещает опал. По мнению Б. В. Залесского и З. А. Сазоновой (1946) и В. С. Васильева (1956), халцедон в морских осадках является самостоятельной и более поздней генерацией кремнистого цемента и появляется на смену опала при падении концентрации раствора.

В континентальных отложениях пестроцветной каолиновой формации из коры выветривания, очевидно, поступали не коллоидные, а истинные растворы кремнезема, соответственно в цементе песчаников развивался криптокристаллический кварц, а не опал. Экспериментальными работами (Corrins, Engelhardt, 1938; Armstrong, 1940; Tunn, 1950 и др.) доказано, что при выветривании минералов кремнезем и глинозем переходят в раствор не в виде коллоидных частиц, а в молекулярной (ионной) форме, т. е. дают истинные растворы. Доказательством этого служит присутствие в кварцитовидных песчаниках регенерированных кварцевых зерен. Однако в криптокристаллическом кварцевом агрегате цемента песчаников нередко наблюдаются колломорфные структуры, подчеркнутые пылевидными частицами лейкоксена или красных окислов железа. Очевидно, кварцевый агрегат проходил стадию геля. Известно, что истинные растворы кремнезема при увеличении концентрации могут переходить в коллоидные (Чухров, 1955). Судя по микроскопическим данным, криптокристаллический кварц кристаллизовался непосредственно из геля, минуя стадию опала.

Криптокристаллический кремнезем цемента песчаников представляет собой типичный метаколлоид, имеет показатель преломления, близкий кварцу, также интерферирует в низких серых тонах, но местами изотропен, что, по-видимому, связано с высокой дисперсностью кварцевых агрегатов.

Лигнитоносная каолиновая подформация

Лигнитоносная каолиновая подформация широко распространена в северной половине исследованного района в отложениях среднего олигоцена.

Постоянными членами парагенеза этой подформации являются гидрослюдисто-каолиновые глины, полевошпатово-кварцевые пески и слюдястые алевроиты, иногда с подчиненными прослоями лигнитов и горизонтом галечника в основании (галька кварца и местных палеозойских пород).

Это осадки крупного озерного бассейна зоны умеренного гумидного климата (кутанбулакская и чиликтинская свиты восточного борта Тургайского прогиба) или аллювиальные отложения типа речных русел (лигнитоносная свита верховьев Сарысу).

Для этой подформации характерно слабое развитие хемогенных пород: встречаются лишь редко рассеянные марганцево-железистые бобовины, желваки барита, а в лигнитовых прослоях появляется пирит.

С лигнитоносной подформацией связана широколиственная флора с некоторой примесью жестколиственной, ксерофитной, а также индрикотерпевая фауна.

Слабокарбонатная каолиновая подформация

Эта подформация развивалась в пределах гумидной зоны на границе с аридной и поэтому носит переходный характер. Это те же, типичные для пестроцветной каолиновой формации, гидрослюдисто-каолиновые глины, полевошпатово-кварцевые алевроиты и пески, но обогащенные гнездами и линзами известковистых песчаников. Появление карбонатных пород, очевидно, указывает на уменьшение количества атмосферных осадков при приближении к аридной зоне.

Отложения этой подформации развиты в среднем и верхнем олигоцене Приаралья (Лавров, 1959), уже за пределами района исследований. Но мы останавливаемся на ней для полного представления об отложениях гумидной зоны. Интересно отметить, что слабокарбонатная каолиновая подформация обнаруживает большое сходство со слабокарбонатной красноцветной аллохтонной формацией переходного типа (белеутинская свита). Это объясняется тем, что как тот, так и другой комплекс осадков развивался на границе аридной и гумидной зон, но только слабокарбонатная красноцветная формация подходит к этой границе с юга (из аридной зоны), а слабокарбонатная каолиновая подформация — с севера, из зоны гумидного климата.

ПОЛИМИКТОВАЯ СЕРОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ ГУМИДНОЙ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО КЛИМАТА

Наиболее распространенным видом гумидных формаций является каолиновая пестроцветная автохтонная формация. Значительно менее распространена полимиктовая сероцветная аллохтонная формация.

Для первой формации характерен каолиновый и гидрослюдисто-каолиновый состав глинистых фракций, для второй — гидрослюдисто-монтмориллонитовый.

Различный минеральный состав глин аллохтонных и автохтонных формаций гумидной зоны приморского климата объясняется спецификой первичного обломочного материала. Если каолиновые и каолинит-гидрослюдистые глины являются типичными образованиями континентальных водоемов гумидных областей, то появление глин, сложенных железосодержащими гидрослюдами и монтмориллонитом, связано с разложением полимиктового материала, обогащенного биотитом. Этот вывод основан на изучении петрографического состава песчано-алевритовых пород и установлении их источника питания. Если для каолиновой пестроцветной формации областью сноса является Казахский щит с его мощным покровом коры выветривания, то для полимиктовой сероцветной формации верхнего олигодена Чуйской синеклизы — западные отроги Среднеазиатского горного пояса.

Полимиктовая сероцветная аллохтонная формация распространена в верхнем олигоцене Чуйской синеклизы. Она является монофа-

циальной (асказансорская свита К. В. Никифоровой, 1957) и представлена отложениями аллювиальных равнин. Для парагенеза пород характерны косослоистые кварцевые пески и галечники, иногда с примесью материала палеозойских пород, полевошпатово-кварцевые пески, слюдистые алевроиты и светлоокрашенные, почти белые и серые гидрослюдистомонтмориллонитовые глины. Отмечается цементация песков и галечников карбонатом кальция. Для тяжелой фракции характерно присутствие малоустойчивых минералов (эпидот, роговая обманка и др.).

Образование ее связано с поднятием и эрозией в области Бурунтауских гор, отрогов Среднеазиатского горного пояса. Остаточная мощность отложений 50 м. Индрикотериевая фауна и широколиственная флора говорят об осадконакоплении в условиях умеренного гумидного климата.

Полимиктовая сероцветная формация является аллохтонным аналогом слабокарбонатной каолиновой подформации автохтонной пестроцветной каолиновой формации.

ЗЕЛЕНОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МАТЕРИКОВОГО КЛИМАТА

Зеленоцветная монтмориллонитовая автохтонная формация приобретает широкое распространение в миоцене: это аральская, тенгизская и павлодарская свиты восточного борта Тургайского прогиба, Казахского щита и Джезказганской впадины.

В озерных фациях она представлена зелеными и зелено-серыми монтмориллонитовыми глинами с округлыми друзами первичного гипса, линзами конкреционных мергелей и редко рассеянными марганцевыми бобовинами. В речных фациях зелено-серые гидрослюдистомонтмориллонитовые глины переслаиваются с песками и алевроитами полимиктово-кварцевого состава. Распространение их ограничено древними долинами. В отличие от озерных отложений гипс большей частью отсутствует. Характерной особенностью данной формации является, таким образом, постоянная окраска преобладающих в ней глинистых пород в различные оттенки зелено-серого цвета, что связано с постоянными субаквальными условиями ее накопления. В некоторых разрезах отмечаются линзы и пятна вишнево-красного цвета. Известняки этой подформации никогда не обнаруживают правильной слоистости; они всегда пещеристы, пористы, содержат примесь глинистого материала, резко различаются в соседних участках по плотности и производят впечатление конкреционных образований.

Характер отложений озерных фаций, типичным представителем которых является аральская свита, указывает на образование их в спокойных тектонических условиях на предельно выравненной поверхности в системе сообщающихся между собой озерных водоемов.

Речные фации (павлодарская и тенгизская свиты) отлагались в условиях иного тектонического режима. В связи с омоложением антиклинальных структур Казахского щита, вызванного новейшими поднятиями и усилением эрозии во второй половине миоцена, на смену озерным осадкам приходит русловой аллювий, в результате чего низы павлодарской свиты обычно представлены песками и галечниками, содержащими примесь полимиктового материала местных палеозойских пород. В озерных расширениях рек и в старицах отлагались осадки, близкие по характеру аральской свите. Мощность отложений обычно порядка 30—40 м. В отличие от описанной выше карбонатной красноцветной формации, зеленоцветная монтмориллонитовая формация накапливалась в стабильных субаквальных условиях. Характер флоры и фауны указывает на господство степных условий (травянистая растительность и фауна позвоночных обитателей

степных ландшафтов: грызуны, стадные копытные, наземные черепахи, страусы).

Особенности минерального состава. Глины сложены в основном железо-глиноземистым монтмориллонитом, но всегда засорены примесями. Поэтому оптические константы глинистых агрегатов колеблются в следующих пределах: $Ng' = 1,565-1,534$; $Np' = 1,553-1,520$; $Ng-Np = 0,011-0,025$. На электронной микрофотографии видны хлопьевидные агрегаты, характерные для минералов монтмориллонитовой группы. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,7 : 1$. Отмечается повышенное содержание Fe_2O_3 (8,45 %) и гигроскопической влаги ($H_2O^- = 10,81$ %). Содержание K_2O достигает 1,44% (табл. 46).

Термограммы имеют характерные для железо-глиноземистого монтмориллонита три термические остановки: при $130-150^\circ$, $550-600^\circ$ и $895-950^\circ$ (экзотермическая). Первая низкотемпературная остановка наиболее резко выражена, что обычно для минералов монтмориллонитовой группы.

С появлением значительной примеси слюдяного материала (павлодарская свита, табл. 46, обр. 138—1) содержание K_2O возрастает до 2,28 %, а показатели преломления повышаются: $Ng' = 1,571$; $Np' = 1,550$, $Ng-Np = 0,020$. Однако термограмма по-прежнему сохраняет монтмориллонитовый характер. В гидрослюдистых разностях глин (аральская свита, табл. 49, обр. 97—1) отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ снижается до $3,0 : 1$, содержание K_2O достигает 2,16 %, а содержание низкотемпературной воды составляет 7,3 %. На рентгенограмме имеется характерный для гидрослюды рефлекс первого порядка 10,51 кХ (табл. 50). При насыщении глицерином положение рефлекса не меняется. Термограмма носит гидрослюдистый характер и по общему облику приближается к термограммам глин каолинового состава, но имеет более резко выраженную низкотемпературную остановку при 120° . Вторая эндотермическая остановка при 570° дает наибольший размах, экзотермическая остановка при 910° также выражена достаточно резко и четко. Оптические константы не отличаются от глин смешанного гидрослюдисто-монтмориллонитового состава: $Ng' = 1,570$; $Np' = 1,550$; $Ng-Np = 0,020$ (табл. 49).

Отметим, что зелено-серая окраска глинистых пород карбонатной зеленоцветной формации связана с субаквальными условиями осадконакопления. Но как только субаквальные условия сменяются субаквально-субаэральными зелено-серая окраска глинистых пород сменяется красной в связи с появлением красного железистого пигмента. Наиболее часто красная окраска развивается в верхних горизонтах разреза.

В отложениях зеленоцветной монтмориллонитовой формации в связи с близкими к аридным условиями осадконакопления из хемогенных пород развиты мергель и гипс. Мергели широко распространены как в озерных, так и речных отложениях, а гипс встречается только в осадках озерного типа. В отличие от отложений красноцветной аридной формации, карбонаты здесь не распылены в породе, а образуют ясно оформленные стяжения типа журавчиков и линзы конкреционного типа.

Зеленоцветная монтмориллонитовая формация является континентальным эквивалентом терригенно-глауконитовой формации палеогена.

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МАТЕРИКОВОГО КЛИМАТА И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ПРОЦЕССЫ МОНТМОРИЛЛОНИТИЗАЦИИ КАОЛИНИТА И ГАЛЛУАЗИТИЗАЦИИ ГИДРАРГИЛЛИТА

Пестроцветная монтмориллонитовая формация накапливалась в условиях смены гумидного приморского климата палеогена на аридный материковый климат миоцена. В связи с этим она обнаруживает большое сход-

ство с описанной выше зеленоцветной монтмориллонитовой формацией, но в отличие от последней не содержит карбонатных пород и гипса. В связи с более гумидными условиями осадконакопления по сравнению с зеленоцветной, в ней развиты гнезда красного глинистого железняка, а в глинистых фракциях наряду с монтмориллонитом значительно распространен каолинит.

Пестроцветная монтмориллонитовая формация широко развита в области Тенгизской впадины (акжарская свита верхнего олигоцена), а также известна в Джекказганской впадине. Интересно отметить, что отложения типа акжарской свиты широко развиты и на восточном склоне Южного Урала (кавардачные глины) и на Алтае (Чумаков, 1958) и совершенно отсутствуют в Тургайском прогибе. Следовательно, характерной особенностью данной формации является ее приуроченность исключительно к областям поднятий с развитым покровом коры выветривания. Она накапливалась в условиях медленного погружения континента и в соответствии с этим выражена ложковым делювием, балочным аллювием и озерными осадками.

Описываемая формация представлена очень характерными по внешнему виду голубовато-серыми восковидными глинами с вишнево-красными пятнами и разводами, лишенными каких-либо признаков слоистости. Красные железистые пятна нередко сложены красным глинистым или рыхлым бобовым железняком. Состав глин каолинит-монтмориллонитовый. В красных частях эрозионных котловин глины часто приобретают красную окраску и нередко содержат свалившиеся с бортов котловин глыбы бобовых железняков, кремнистых сланцев и пр. В фации балочного аллювия глины часто однородно окрашены в желто-бурый цвет и содержат горизонты, переполненные обломками и галькой подстилающих пород. При этом гальки боксита нередко разложены до глины в связи с разрушением гидраргиллита и образованием галлуазита.

Пестроцветная монтмориллонитовая формация формировалась в условиях смены каолинового типа выветривания монтмориллонитовым.

С формированием пестроцветной монтмориллонитовой формации связаны два процесса аутигенного минералообразования, отличные по своему характеру. Первый процесс заключается в преобразовании каолинита в монтмориллонит; второй — в замещении гидраргиллита галлуазитом, причем последний процесс захватывает не только породы самой формации, но и верхние горизонты подстилающих отложений, а именно бокситоносные отложения аркалыкской свиты (палеоцен-эоценового возраста).

В пределах пестроцветной монтмориллонитовой формации эти два процесса проявляются следующим образом: белые и зеленовато-белые пестроокрашенные каолиновые глины нижних горизонтов толщи сменяются вверх по разрезу голубовато-серыми пестроокрашенными восковидными глинами каолинит-монтмориллонитового состава. Присутствующая здесь бокситовая галька разложена до глины с образованием галлуазита. Каолиновые же глины пестроцветной каолиновой формации палеоцен-эоцена, слагающие борта депрессий в верхних элювиально переработанных горизонтах, из рыхлых, марких становятся плотными вязкими, а красная окраска пород, в результате выноса окислов железа, сменяется пятнистой: красной с белыми пятнами. При этом красные глиноземистые железняки и бокситы, залегающие среди глин линзами, постепенно рыхлеют и, оветляясь, переходят в галлуазит-каолиновые глины. Процесс сопровождается выносом не только Fe, но и титана.

Подробно данный процесс описан выше, при характеристике бокситоносной и железистой каолиновых подформаций Тенгизской впадины, под названием верхнеолигоценового процесса выветривания (стр. 87).

Причины этого процесса пока не установлены, но можно высказать три гипотезы.

1. Каолинит является промежуточным продуктом при преобразовании гидраргиллита в монтмориллонит, т. е. в условиях образования данной формации каолинит не является устойчивым минералом: гидраргиллит → галлуазит → дисперсный каолинит → монтмориллонит.

2. Генетический тип отложений нижней части формации отличается от генетического типа отложений верхней части формации. По некоторым признакам можно думать, что отложения нижней части формации являются субаэральными или почти субаэральными отложениями (ложковый делювий, балочный аллювий и т. д.), а верхние отлагались уже в условиях постоянного или почти постоянного водоема.

3. Климатические условия в эпоху отложения нижних горизонтов данной формации были такими, что каолинит был устойчив. Изменение климата во время отложения формации привело к тому, что в верхних частях последней каолинит утрачивает устойчивость. Климатические условия образования верхних частей формации с развитием монтмориллонита являются переходными к климатическим условиям отложения зеленоцветной монтмориллонитовой формации миоцена.

Наиболее вероятно, что в пределах пестроцветной монтмориллонитовой формации, так же как и при переходе из одной климатической зоны в другую, смена гумидного климата на аридный происходит не резко, а постепенно, и растягивается во времени. Поэтому и осадки, соответствующие данной эпохе, постепенно меняют свой состав с каолинитового на монтмориллонитовый. Но в целом, процесс минералообразования распадается на два этапа, последовательно следующих друг за другом. Первый этап отвечает переходной эпохе, в которой каолинит еще сохраняет устойчивость, а гидраргиллит претерпевает существенные изменения и преобразуется в галлуазит. Второй этап протекает уже в условиях более резко выраженного аридного климата, получившего полное развитие в миоцене. В этих условиях каолинит теряет устойчивость и постепенно замещается монтмориллонитом. При этом, благодаря резкому контрасту в степени дисперсности каолинитовых и монтмориллонитовых агрегатов, обломочный каолинит в процессе монтмориллонитизации сначала распадается в дисперсный агрегат аутигенного каолинита и только тогда постепенно замещается монтмориллонитом.

Процесс монтмориллонитизации каолинита сопровождается поглощением окисного железа, так как монтмориллонит, образовавшийся по каолиниту, принадлежит к железо-глиноземистым разностям. Интересно отметить, что дисперсные агрегаты аутигенного монтмориллонитизированного каолинита весьма агрессивны. Они замещают собой чешуйчатые агрегаты обломочного каолинита, а зерна кварца, попавшие в поток дисперсных агрегатов аутигенного каолинита, часто обнаруживают признаки интенсивного растворения. Они как бы тают в глинистом агрегате. Хотя кварц и замещается глинистым агрегатом, процесс, по-видимому, протекает без привноса глинозема, и активная роль принадлежит каолинитовым и каолинит-монтмориллонитовым гелям. Очевидно, кварц растворялся под влиянием щелочных растворов, вызвавших пептизацию каолинитовых агрегатов.

Таким образом, в конце олигоцена, на границе с миоценом, очевидно, в связи с начавшейся аридизацией климата, минеральные ассоциации гумидного типа теряют устойчивость и подвергаются интенсивной переработке в условиях щелочного типа выветривания. Однако необходимо отметить, что аутигенное минералообразование в субаэральных и субаквальных условиях несколько отличалось одно от другого. Основные различия заключаются в поведении окисного железа. В элювии, как мы

видели, железо выносилось. Поэтому элювиально переработанные толщи имеют характерную пятнистую окраску: белую с остаточными красными пятнами. В субаквальных же осадках железо, напротив, фиксировалось. Поэтому белые каолинистые и голубовато-серые каолинит-монтмориллонитовые глины пестроцветной монтмориллонитовой формации, как правило, испещрены красными железистыми пятнами и часто содержат гнезда аутигенного рыхлого глинистого или бобового красного железняка. Местами фиксируются и гидроокислы марганца. Благодаря этим двум противоположным процессам (выносу и фиксации железа) как элювий, так и глины пестроцветной монтмориллонитовой формации представлены внешне сходными пестроцветными глинами.

Развитие монтмориллонита по каолиниту было отмечено и южнее Тенгизской впадины в элювиально переработанных горизонтах джартагской свиты (палеоцен — эоцен — верхи верхнего мела) Джезказганской впадины, на правом берегу Сарысу ниже устья Талдысая.

По имеющимся отрывочным сведениям, с данной эпохой на Казахском щите связано образование и монтмориллонитовой коры выветривания на плотных породах палеозоя. Однако в пределах Казахского щита вопрос о третичной монтмориллонитовой коре выветривания решить очень трудно, так как монтмориллонитовый состав имеют и нижние горизонты древней нижнемезозойской коры выветривания (Разумова, 1956). Поэтому в конкретных случаях бывает трудно решить, имеем ли мы дело с новообразованной монтмориллонитовой корой выветривания, или перед нами корни нижнемезозойской коры выветривания.

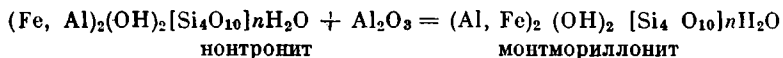
Вопрос решается определенно только в тех случаях, когда монтмориллонитизация накладывается на каолинизированные породы нижнемезозойской коры выветривания. Процесс монтмориллонитизации каолинита теоретически может осуществляться двумя путями: 1) удалением из решетки каолинита алюминиевых октаэдрических слоев или 2) присоединением к двуслойной решетке каолинита кремнекислого тетраэдрического слоя.

В описанном нами комплексе пород процесс монтмориллонитизации каолинита, очевидно, связан с воздействием на каолинит кремнекислых растворов и протекает с присоединением к двухслойной каолинитовой решетке нового кремнистого тетраэдрического слоя. Это доказывается как параллельно идущим процессом замещения гидраргиллита галлуазитом, так и отсутствием сопутствующих аутигенных глиноземистых минералов. Процесс же монтмориллонитизации каолинита, связанный с удалением из решетки каолинита глиноземистых октаэдрических слоев, протекает с образованием свободных гидратов глинозема. Аналогичный по возрасту процесс монтмориллонитизации широко развит на восточном склоне Южного Урала.

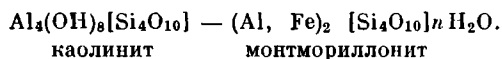
На силикатно-никелевых месторождениях Орь-Илекского водораздела (Южный Урал) с эпохой отложения пестроцветных глин верхней свиты верхнего олигоцена, так же как и на Казахском щите, связана ресилификация бокситовых залежей и выщелачивание красных бобовых железняков, а в нижнемезозойской коре выветривания с этим процессом связана монтмориллонитизация нонтронитизованных и выщелоченных серпентинитов и каолинизированных габброидов. Если при ресилификации бокситов выносятся титан, и разлагается гидраргиллит, то при монтмориллонитизации нонтронитов выносятся никель и окислы марганца (асболаны). Таким образом, и в нонтронитовых никелевых рудах, как и в бокситах, данный процесс выветривания приводит к разубоживанию рудных залежей.

Процесс монтмориллонитизации нонтронитов свидетельствует о том, что в данных условиях известную подвижность приобретает и глинозем,

так как превращение нонтронита в монтмориллонит возможно только при замещении окисного железа глиноземом:



Интересно отметить, что несмотря на все разнообразие исходных минералов, будь то каолинит, нонтронит или керолит, во всех случаях образуется железо-глиноземистый монтмориллонит (табл. 52). Согласно данным В. П. Петрова (1954), большинство минералов, слагающих глины, относится именно к таким промежуточным железо-глиноземистым минералам монтмориллонитовой группы. Следовательно, в отличие от гумидных условий в переходном периоде от приморского гумидного климата палеогена к континентальному ариднему климату миоцена, кремнезем и глинозем хотя и сохраняли известную подвижность, но, очевидно, благодаря недостатку влаги и органического вещества не выносились из породы и не давали химических осадков, а накапливались в щелочном поровом растворе, обнаруживая при этом большую химическую активность (поровые воды отличаются от грунтовых вод высокой концентрацией). Кремнезем вступал во взаимодействие с недонасыщенными кремнеземом соединениями — гидраргиллитом и каолинитом, а глинозем, при благоприятных условиях, вытеснял из железистых и магнезиальных глинистых минералов окисное железо и магний; железо при этом диффундировало в решетку каолинита вместе с кремнеземом, приводя к образованию железо-глиноземистого монтмориллонита:



Но в отличие от кремнезема и глинозема железо одновременно высаживается и в свободном виде, приводя к пигментации синхроничных элювию глинистых пород пестроцветной монтмориллонитовой формации красными окислами железа.

Приведенные выше ряды сложных минеральных преобразований (табл. 52) прослежены нами в основном в монтмориллонитовом элювии, синхроничном эпохе накопления пестроцветной монтмориллонитовой формации. Но основных два процесса — процесс монтмориллонитизации каолинита и галлуазитизации гидраргиллита — прослежены также и в отложениях самой пестроцветной монтмориллонитовой формации, что подтверждает новозрастность этих преобразований.

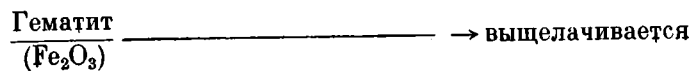
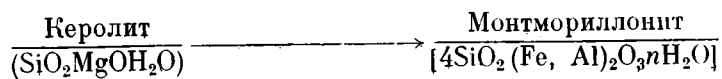
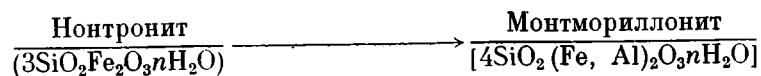
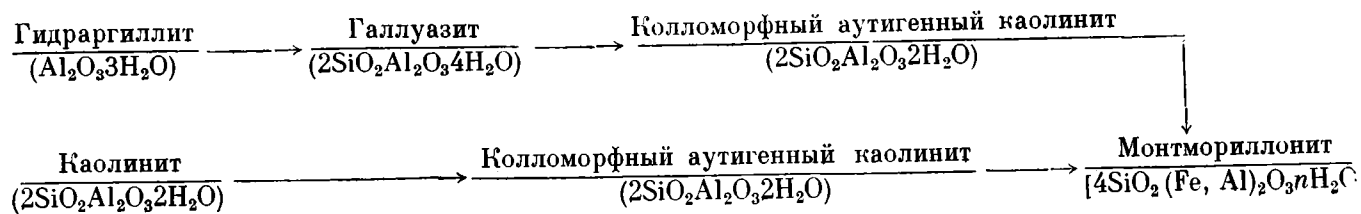
Известная подвижность железа, кремнезема и глинозема в эпоху формирования пестроцветной монтмориллонитовой формации связана, по-видимому, не только с аридизацией климата. Большую роль, очевидно, играет и то обстоятельство, что развитие данной формации протекало в условиях медленного погружения континента.

Описанный нами процесс монтмориллонитизации протекал в щелочной среде и, по-видимому, родствен процессу образования солонцев (Разумова, 1958₁). Известно, что минералы монтмориллонитовой группы образуются в щелочной среде в присутствии электролитов (экспериментальные работы Noll, 1936; Ewell, Insley, 1935; Юсуповой, 1950 и пр.). Солонцевая гипотеза хорошо объясняет пептизацию глинистых агрегатов, подвижность кремнезема и превращение каолинита в монтмориллонит.

Процесс превращения каолинита в монтмориллонит наиболее отчетливо выражен в породах скв. 82 (Богоявленской), расположенной на правом берегу р. Сарысу, ниже устья Талдысая.

Здесь монтмориллонит развивается по каолиниту в верхних горизонтах песчано-каолиновой толщи, отнесенной предположительно к отложениям джартаасской свиты (палеоцен-эоцен и верхи верхнего мела).

Минеральные преобразования эпохи отложения пестроцветной монтмориллонитовой формации



Толща сложена каолиновыми глинами и кварцевыми песками с каолиновым цементом, залегающими на аргиллитах и мергелях перми; общая мощность песчано-каолиновой толщи 34,5 м, а мощность элювиально-переработанной зоны более 6 м.

Каолиновые глины, слагающие песчано-каолиновую толщу, белые, маркированные, с чешуйчато-волоконистой микроструктурой, обогащенные зернышками кварца. Агрегаты каолинита имеют низкую интерференционную окраску и обнаруживают следующие оптические свойства: $Ng' = 1,559$; $Np' = 1,552$; $Ng - Np = 0,007$.

Термокривая — типичная каолиновая с тремя термическими остановками при 90, 540 и 905° (экзотермическая), причем низкотемпературная остановка слабо выражена (фиг. 119, обр. 1) На электронной микрофотографии видны различного размера изометрические листочки каолинита (фиг. 120). Такая форма каолиновых частиц, вероятно, связана с обломочным происхождением чешуек каолинита или с возникновением их в результате замещения мусковита, поскольку остаточные листочки последнего постоянно встречаются в глине.

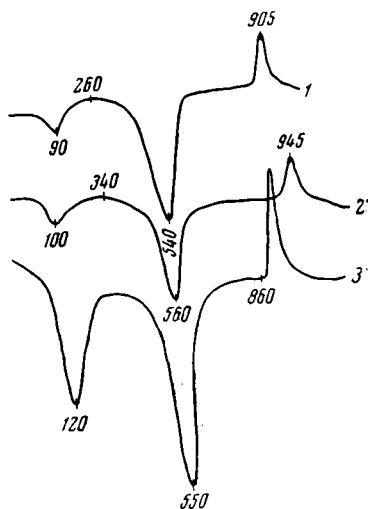
Каолиновые глины перемежаются с кварцевыми песками с каолиновым цементом. Основная глинистая масса цемента хорошо раскристаллизована, содержит веерообразные сростки каолинита и отдельные каолинизированные листочки мусковита. В верхних горизонтах разреза появляются пески с аутигенным высокодисперсным каолиновым цементом.

Агрегаты аутигенного каолинита обнаруживают пониженную буровато-серую интерференционную окраску, имеют характерную для каолинита термограмму (фиг. 119) и, как это видно на электронной микрофотографии, образованы мелкими, псевдогексагональной формы кристалликами аутигенного каолинита (фиг. 121). Однако показатели преломления и двупреломление агрегатов несколько ниже, чем обычно у каолинита: $Ng' = 1,552$; $Np' = 1,548$; $Ng - Np = 0,004$, а отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,8 : 1$; при этом отмечается повышенная растворимость агрегатов в щелочах (при двукратной обработке фракции $< 0,001$ мм в 2% Na_2CO_3 в раствор перешло 8,5% SiO_2). Наконец, пересчет химического анализа (табл. 53, обр. 145) на структурную формулу минерала свидетельствует о том, что перед нами не каолинит, а минерал следующего состава:



т. е. каолинит, затронутый процессом монтмориллонитизации.

Верхние горизонты разреза слагают белые творожистые глины с зеленоватым оттенком. Зеленый тон в окраске особенно ярко выражен вдоль микротрещин. Элювиально переработанные каолиновые глины еще более сильно монтмориллонитизированы. В шлифе они кажутся мономинеральными и сложены колломорфным, ярко интерферирующим агрегатом (фиг. 122) со следующими оптическими свойствами: $Ng' = 1,560$, $Np' =$



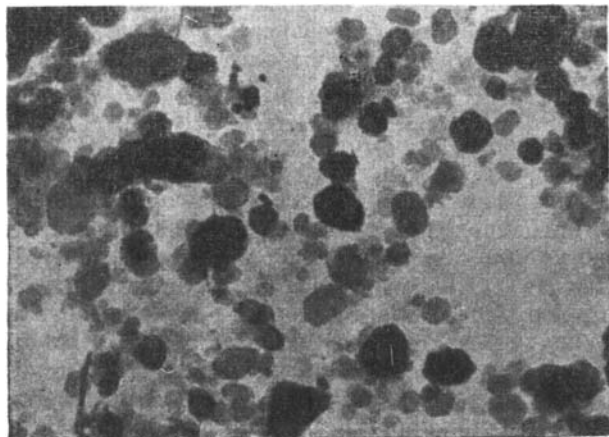
Фиг. 119. Кривые нагревания: обломочного каолинита (1), монтмориллонитизированного низкоинтерферирующего аутигенного каолинита (2) и монтмориллонитизированного ярко интерферирующего аутигенного каолинита (3) р. Сарысу

$= 1,548$; $Ng - Np = 0,012$. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2,7 : 1$ (табл. 53), т. е. значительно выше отношения, характерного для каолинита; параллельно с этим повышается, по сравнению с низко интерферирующим



Фиг. 120. Электронная микрофотография обломочного каолинита. Увел. 12 400. Фото Д. Д. Котельникова

монтмориллонитизированным каолинитом, содержание MgO , Fe_2O_3 и гигроскопической влаги. Однако несмотря на все приведенные данные бейделлитоподобные глинистые продукты дают дебаеграмму (табл. 54), характерную для каолинита (рефлексы: 7,17; 3,57; 2,570; 2, 340; 1,650, 1,49),



Фиг. 121. Электронная микрофотография монтмориллонитизированного низко интерферирующего аутигенного каолинита из цемента песчаника. Увел. 11 000. Фото Д. Д. Котельникова

но с резко пониженным количеством рефлексов. На электронной микрофотографии по-прежнему еще видны псевдогексагональные кристаллики аутигенного каолинита (фиг. 123). Однако при пересчете химического

Химический состав (в %) коллоидных
монтмориллонитизированных разностей каолинита

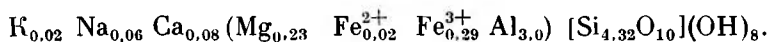
Компоненты	Монтмориллонитизированный аутигенный каолинит		Компоненты	Монтмориллонитизированный аутигенный каолинит	
	низко интерферирующий	ярко интерферирующий		низко интерферирующий	ярко интерферирующий
	обр. 145	обр. 144		обр. 145	обр. 144
SiO ₂	50,56	48,28	H ₂ O-	4,03	6,06
TiO ₂	0,77	1,28	CO ₂	0,20	0,02
Al ₂ O ₃	29,06	28,59	C	0,84	0,08
Fe ₂ O ₃	1,97	4,18	Органич. вещество	0,60	—
FeO	0,44	0,28	Сумма	100,23	99,84
CaO	0,56	0,82	Дисперсный кварц	3,12	1,63
MgO	0,22	1,71	Аморфная SiO ₂	8,05	2,28
Na ₂ O	0,28	0,40	SiO ₂ : Al ₂ O ₃	2,8:1	2,7:1
K ₂ O	0,20	0,20			
H ₂ O+	10,50	7,94			

Таблица 54

Дебаграмма монтмориллонитизированного каолинита с р. Сарысу

Монтмориллонитизированный ярко интерферирующий аутигенный каолинит (по С. И. Берхин)		Каолинит (по Бриндли)		Монтмориллонитизированный ярко интерферирующий аутигенный каолинит (по С. И. Берхин)		Каолинит (по Бриндли)	
l	d	l	d	l	d	l	d
9	7,17	10	7,15	—	—	9	2,284
3 р. ш.	4,94	—	—	—	—	3	2,182
5	4,46	4	4,45	—	—	4	1,985
3	—	6	4,35	—	—	2	1,892
—	—	6	4,17	—	—	4	1,885
3	3,95	4	3,88	—	—	5	1,778
1	3,69	2	3,73	—	—	1	1,704
7	3,57	10	3,56	—	—	8	1,659
5	3,34	4	3,36	—	—	—	—
—	—	2	3,09	—	—	6	1,616
—	—	—	—	—	—	4	1,581
—	—	2	2,75	—	—	5	1,539
3	2,570	8	2,553	1 р. ш.	1,650	9	1,486
—	—	4	2,521	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	9	2,486	—	—	—	—
—	—	10	2,331	3	1,490	—	—
1 р. ш.	2,340	10	2,374	—	—	—	—

анализа на структурную формулу каолинита, как и в предыдущем случае, получаем избыток в тетраэдрических слоях кремнезема и недостаток в октаэдрических позициях глинозема, а именно:



При пересчете же анализа на монтмориллонит получаем бейделлит или парагаллуазит (малокремнеземистый монтмориллонит с кремнеземом от 3,39 до 3,14) по классификации Д. П. Сердюченко (1955) следующего состава:



Из приведенных данных следует, что перед нами монтмориллонитизированные агрегаты каолинита, т. е. каолинит, в котором отдельные



Фиг. 122. Микроструктура монтмориллонитизированного ярко интерферирующего аутигенного каолинита с р. Сарысу. Увел. 54, ник. +

двуслойные пакеты замещены трехслойными монтмориллонитовыми. Судя по дебаграмме (отсутствие линий монтмориллонита), в этих сростках монтмориллонитовых пакетов меньше 10% (табл. 54). Кривая нагревания монтмориллонитизированного каолинита очень сходна с кривыми нагревания как галлуазитовых, так и сухарных каолиновых глин (фиг. 119, обр. 3), очевидно, в связи с наложением на кривую нагревания аутигенного каолинита монтмориллонитовой. На термограмме три термические остановки: при 120, 550 и 940° (экзотермическая.) Из всех трех остановок наиболее резко выражена эндотермическая каолиновая остановка при 550°.

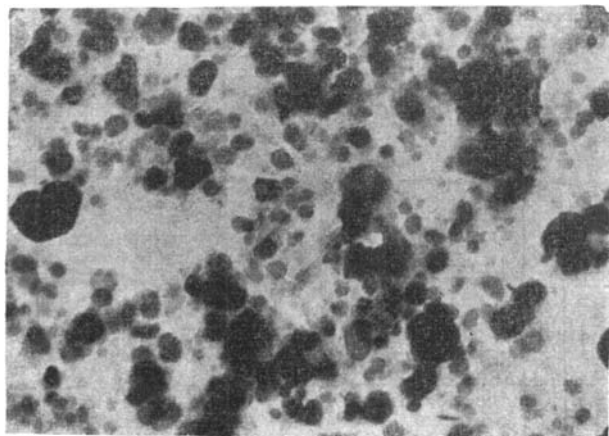
Из данных химического анализа вытекает, что монтмориллонит, развивающийся по каолиниту, принадлежит железо-глиноземистым разностям, так как содержание Fe_2O_3 в глине достигает 4,18%. С присутствием железо-глиноземистого монтмориллонита, очевидно, и связана слегка зеленоватая окраска элювильно переработанных разностей каолино-

вых глин. Оптические свойства конечных продуктов реакции, выделенных из зеленоватых прожилков, секущих элювильно переработанные каолиновые глины, следующие: $Ng' = 1,555-1,552$; $Np' = 1,543-1,540$; $Ng - Np = 0,012$. Это, очевидно, уже монтмориллонит, но с остаточными пакетами каолинита.

Поскольку монтмориллонит никогда не образует сколько-нибудь крупных индивидуумов, то превращение крупнокристаллического каолинита в монтмориллонит неизбежно должно сопровождаться диспергацией каолининовых кристаллов. По электронномикроскопическим данным наименьшая толщина частиц монтмориллонита около 1 мк, тогда как толщина частиц каолинита обычно не менее 20 мк (Чухров, 1955).

Из приведенного выше описания следует, что процесс монтмориллонитизации каолинита проходит в несколько стадий. Крупные изотермические пластинки обломочного каолинита (см. фиг. 120) в процессе диспер-

гации распадаются на мелкие псевдогексагональные кристаллики аутигенного каолинита, которые затем начинают постепенно замещаться монтмориллонитом, с образованием промежуточных продуктов. На начальных стадиях замещения агрегаты монтмориллонитизированного каолинита сохраняют низкие цвета интерференции и форму гексагональных кристалликов аутигенного каолинита (см. фиг. 121), хотя светопреломление агрегатов уже заметно снижается. Затем интерференционная окраска повышается до красновато-желтых тонов первого порядка ($N_g - N_p = 0,012$),



Фиг. 123. Электронная микрофотография монтмориллонитизированного ярко интерферирующего аутигенного каолинита с р. Сарысу. Увел. 12 400.
Фото Д. Д. Котельникова

и агрегаты приобретают монтмориллонитовый облик (см. фиг. 122), сохраняя еще под электронным микроскопом псевдогексагональную форму каолиновых кристаллов (см. фиг. 123). Попутно с этим возрастает роль в октаэдрических слоях магния и окисного железа. Интересно отметить, что ту же картину наблюдал и И. Д. Зхуз (1957) в морских отложениях турнейского яруса в районе г. Воротынска, близ Калуги. Но там каолинит был превращен в монтмориллонит в щелочных условиях морской среды. В целом мы имеем следующий ряд стадийного метасоматического замещения:

Каолинит обломочный → каолинит аутигенный → монтмориллонитизированный аутигенный каолинит с низкими цветами интерференции → монтмориллонитизированный аутигенный каолинит с яркими цветами интерференции → монтмориллонит железисто-глиноземистый с остаточными пакетами каолинита.

Интересно отметить, что промежуточные продукты метасоматического ряда — мутабельные соединения (Ферсман, 1934) — носят характер хорошо индивидуализированных минералов и резко отличаются друг от друга по оптическим свойствам (табл. 55).

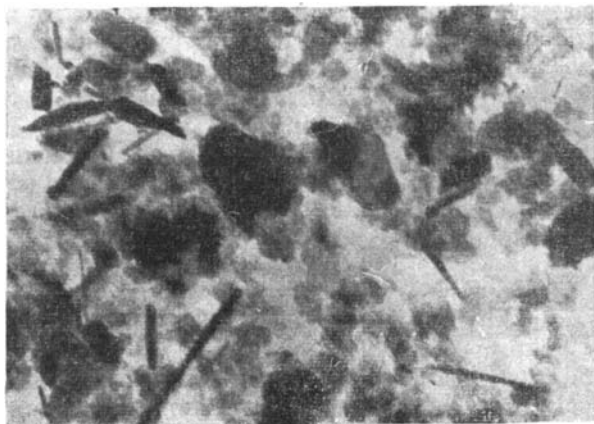
Процесс замещения гидраргиллита галлуазитом очень резко выражен в железистых бокситах мелких депрессий Амангельдинского месторождения, подвергшихся в конце верхнего олигоцена (в связи с аридизацией климата) процессу ресилификации. Под микроскопом хорошо видно, что галлуазит развивается по гидраргиллиту и слагает в породе волокнистые, извилистых очертаний прожилки, а местами замещает бокситовую породу целиком (см. описание бокситоносной аркалыкской свиты, стр. 89).

Таблица 55

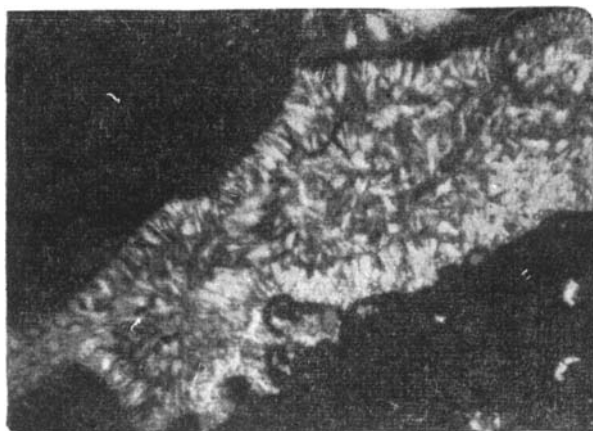
Характеристика продуктов стадийного замещения каолинита железо-глиноземистым монтмориллонитом

№ обр.	Минеральные агрегаты	Структурная формула	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$	Содержание, в %		Оптические свойства			Электронная микрофотография	Дебаеграмма	Термограмма
				Fe_2O_3	MgO	Ng'	Np'	Ng — Np			
82	Каолинит обломочный	—	—	—	—	1,559	1,552	0,007	Изометричные листочки	—	Каолинитовая: 90—540—905° (экз.)
145	Низко интерферирующие агрегаты монтмориллонитизированного аутигенного каолинита (с примесью чешуйчатого каолинита)	$\text{K}_{0,02} \text{Na}_{0,03} \text{Ca}_{0,04} (\text{Mg}_{0,02} \text{Fe}_{0,02}^{2+} \text{Fe}_{0,10}^{3+} \text{Al}_{1,95}) [\text{Al}_{0,45} \text{Si}_{3,55} \text{O}_{10}] (\text{OH})_2 0,94 \text{H}_2\text{O}$	2,8 : 1	1,97	0,22	1,552	1,548	0,004	Кристаллики псевдогексагональной формы	—	Каолинитовая с ясной низкотемпературной остаточкой: 100—560—945° (экз.)
144	Ярко интерферирующие агрегаты монтмориллонитизированного аутигенного каолинита	$\text{K}_{0,02} \text{Na}_{0,05} \text{Ca}_{0,05} (\text{Mg}_{0,18} \text{Fe}_{0,02}^{2+} \text{Fe}_{0,23}^{3+} \text{Al}_{1,73}) [\text{Al}_{0,62} \text{Si}_{3,38} \text{O}_{10}] (\text{OH})_2 1,41 \text{H}_2\text{O}$	2,7 : 1	4,18	1,71	1,560	1,548	0,012	То же	Каолинитовая, но с резко пониженным количеством рефлексов	Каолинитовая с резко выраженными низкотемпературной и экзотермической остаточками 120—550—948° (экз.)
144	Железо-глиноземистый монтмориллонит с остаточными пакетами каолинита	—	—	—	—	1,552	1,540	0,012	—	—	—

Галлуазит представлен двумя разновидностями: белым рыхлым и голубовато-белым восковидным. Росс и Керр (Ross и Kerr, 1934) также различают две разновидности галлуазита: мелоподобную и восковидную.



Фиг. 124. Электронная микрофотография изотропного галлуазита из галлуазит-каолинитовой глины. Увел. 12 400. Фото А. Е. Раутборта

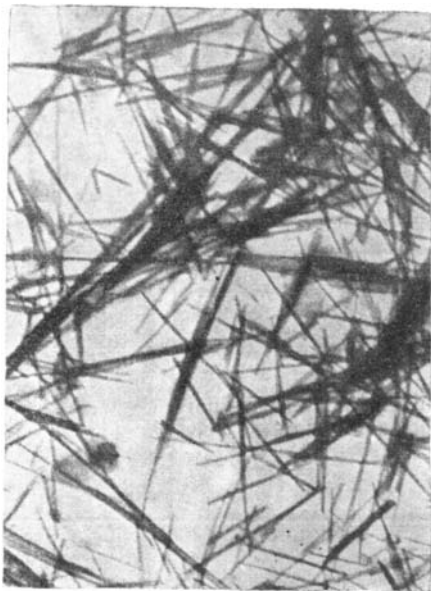


Фиг. 125. Микрожеода со щеткой кристалликов гидратгиллита по стенкам и внутренней полостью, выполненной анизотропным галлуазитом. Увел. 54, ник. +

Белый рыхлый галлуазит слагает сплошные глинистые массы снежно-белого цвета, сохранившие иногда реликты бобовой структуры бокситовых пород. Галлуазит оптически изотропен с $N = 1,538$. Термограмма типичная для галлуазита: с тремя термическими остановками при 130, 560 и 1015° (экзотермическая). Вторая и третья остановки очень резко выражены. На электронной микрофотографии видны мало прозрачные, трубчатые кристаллы (фиг. 124), характерные для галлуазита. Галлуазит постоянно ассоциирует с каолинитом.

В обнажениях и шлифах хорошо видно, что каолинит развивается по галлуазиту. При изучении электронных микрофотоснимков глинистых фракций галлуазит-каолинистых глин создается впечатление, что при

каолинизации галлуазита крупные мало прозрачные трубчатые кристаллы как бы разворачиваются, приобретая вид малопрозрачных удлиненных пластинок, которые в дальнейшем рассыпаются в дисперсный агрегат тонких, прозрачных кристалликов каолинита. Это явление отмечает и Бейтс (Bates a. oth., 1950). По наблюдениям Бейтса, в процессе гидратации трубочки галлуазита часто разрушаются, расщепляются или разворачиваются.



Фиг. 126. Электронная микрофотография анизотропного восковидного галлуазита из прожилков в бокситовой гальке. Максимовский бокситовый участок. Увел. 12 400. Фото А. Е. Раутборта

Большинство исследователей (Гинзбург и Рукавишников, 1951; Ross, Kegg, 1934, и мн. др.) считают, что каолинит развивается в результате перекристаллизации галлуазита по мере понижения pH среды. Галлуазит, по данным И. И. Гинзбурга (1947), образуется при $\text{pH} = 5-6$, каолинит — при $\text{pH} = 5-3,5$. М. Ф. Викулова (1957) приводит совершенно другие значения pH: для галлуазита — 6—7, каолинита — 5—6.

Восковидный галлуазит встречается в бокситах в виде прожилков и выполняет гидраргиллитовые микрожеоды (фиг. 125). Микроскопически это голубовато-белые восковидные агрегаты. Под микроскопом восковидный галлуазит ясно анизотропен и имеет волокнисто-листоватое сложение. По структуре агрегатов восковидный галлуазит напоминает каолинит, но имеет более низкую буровато-серую интерференционную окраску. Оптические свойства агрегатов следующие: $\text{Ng}' = 1,541-1,540$; $\text{Nr}' = 1,538-1,539$; $\text{Ng} - \text{Nr} = 0,002-0,003$.

На электронной микрофотографии восковидный галлуазит состоит из игольчатых кристаллов (фиг. 126) и сходен с галлуазитом, описанным Г. С. Грицаенко, С. И. Берхин и Е. С. Рудницкой (1956) из зоны окисления полиметаллических месторождений. Термическая кривая весьма характерна и подтверждает принадлежность минерала к галлуазиту (три термические остановки при 120, 580, 960° — экзотермическая).

МОРСКАЯ ТЕРРИГЕННО-ГЛАУКОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Морские отложения как в мелу, так и в палеогене представлены на изученной нами территории глауконито-терригенной формацией Н. С. Шатского (1955). В ней выделяются две подформации: кремнистая (опоковая) и карбонатная.

Для кремнистой подформации характерно широкое развитие опоквидных глин и опоквидных песчаников, для карбонатной — прослой мергелей или доломитов. Мергели характерны для бассейнов нормальной солености, доломиты — для опресненных морских заливов. Это подразделение хорошо прослеживается в прибрежно-морских отложениях. Однако в осадках открытого моря эти две подформации часто сливаются в одну, так как представлены в обоих случаях зелено-серыми, листоватыми

мало кремнеземистыми монтмориллонитовыми глинами, лишенными хемогенных пород. Но местами в карбонатной подформации и морские глинистые осадки оказываются также карбонатными (юго-западные предгорья хребта Б. Каратау). В морских фациях карбонаты уже не образуют самостоятельных прослоев, а обогащают собой глинистые породы (мергелистые, монтмориллонитовые глины). Смена кремнистой подформации на карбонатную происходит на всей Урало-Сибирской эпигерцинской платформе при продвижении с севера на юг. Поэтому можно думать, что эта смена характера хемогенных и органогенных пород обусловлена климатической зональностью. Однако необходимо отметить, что присутствие кремнистых пород в осадках палеогенового моря отнюдь не указывает на холодный режим бассейна, так как бореальная область в этот период отличалась на больших площадях теплым субтропическим климатом (Шатский, 1954), а сами осадки палеогенового моря содержат пыльцу растений, указывающую на климат, близкий к тропическому и субтропическому, со сменой сухих и влажных периодов (Заклинская, 1959 и др.).

Накопление кремнистых осадков в палеогеновом море, так же как и при палеозойском осадконакоплении (Архангельский, 1954), совпадало с эпохами пенеппенизации континентов и развитием на них каолиновых кор выветривания. Выносимый из коры выветривания кремнезем поступал в область морской седиментации, приводя к формированию хемогенных кремнистых пород: опок и опоковидных песчаников. При этом, поскольку кремнезем приносился с суши, то наибольшее его количество выпадало в периферических зонах моря, в то время как более глубоководные осадки совершенно лишены кремнезема. Особенно наглядно это видно в предгорьях хребта Б. Каратау.

Отметим, что к аналогичным выводам пришли В. П. Казаринов, (1958) и В. В. Лавров (1957), изучавшие морские отложения палеогена Казахстана и Западно-Сибирской низменности. На суше эквивалентами морских опок и опоковидных песчаников являются сливные кварцитовидные песчаники саксаульской свиты.

Глава V

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА

Большинство исследователей считает, что в образовании формаций решающее значение имеет тектонический режим области аккумуляции. В соответствии с этим, все формации разделяются на платформенные и гео. синклинальные. Формации, описываемые в этой работе, несомненно, относятся к платформенным, образовавшимся при развитии молодой эпигерцинской платформы в сравнительно сходных тектонических условиях. Тектонический фактор прежде всего определял те черты сходства в разновозрастных континентальных формациях, которые затрудняли и продолжают затруднять разработку стратиграфии этих отложений. Большое значение имеют также изменения в характере тектонического режима различных частей области аккумуляции и некоторые изменения этого режима во времени.

Большое влияние на осадконакопление описываемой территории оказывал прилегающий с юга Среднеазиатский горный пояс с его напряженной тектонической жизнью. С этого пояса, то сильнее, то слабее поступали громадные массы обломочного полимиктового материала, которые оказывали значительное влияние на ход осадконакопления в южных частях разбираемого района. В соответствии с этим все формации разделяются на автохтонные и аллохтонные; первые образовались за счет местных источников сноса, а вторые — за счет приноса обломочного материала из Среднеазиатского горного пояса. Хорошо устанавливается также связь распространения отдельных формаций со структурными элементами района. С этой точки зрения они могут быть разделены на формации прогибов и формации поднятий. Однако при этом необходимо дополнительно выделить формации, развитые одновременно как на поднятиях, так и в прогибах. Формации этой группы накапливались в те эпохи, когда сглаживались тектонические различия между поднятиями и прогибами.

Характерные особенности аллохтонных и автохтонных формаций

Аллохтонные формации развиты исключительно в области синеклиз, лишь местами поднимаясь на склоны Казахского щита (Джезказганская впадина). Они лежат сплошным покровом, занимают большие пространства и часто обнаруживают региональную фациальную изменчивость (закономерную смену фаций в направлении гравитационного потока). Особенно четко эта изменчивость выступает в турон-сантонских отложениях Чуйской синеклизы и предгорий хребта Каратау, представленных

красноцветной слабокарбонатной аллохтонной формацией (см. стр. 49). Это глинистые и песчаные осадки аллювиальных шлейфовых равнин, образовавшиеся в условиях преобладания плоскостного сноса над эрозией. Для них характерен частый переход в морские формации. Мощность аллохтонных формаций, даже на выравненных участках синеклиз, вне предгорных прогибов, часто весьма значительна, порядка первых сотен метров, так как размах рельефа и здесь нередко поддерживается опусканием области аккумуляции.

Для аллохтонных формаций типичен полимиктовый (песчаные осадки аллювиальных шлейфовых равнин) или полимиктово-кварцевый (глинистые и алевритовые осадки краевых частей аллювиальных шлейфовых равнин) состав обломочного материала.

В глинистых фракциях обычно преобладают продукты разрушения темных слюд — железо- и магнийсодержащие диоктаэдрические гидрослюды и железо-глиноземистый монтмориллонит. Тяжелые фракции, как правило, обогащены неустойчивыми и метаморфическими минералами. Количество тех и других постепенно убывает с удалением от области питания.

В разбираемом районе аллохтонные континентальные формации представлены преимущественно красноцветными отложениями: песками и глинами, обогащенными красным железистым пигментом. Смена красных окрасок на зеленые происходит при смене субаэриально-субаквальных условий на субаквальные, вероятно, в связи со сменой окислительной среды восстановительной.

В автохтонных формациях, в отличие от аллохтонных, источник материала местный, платформенный: Казахский щит или связанные с ним антиклинальные структуры. Эти формации развиты как в депрессиях Казахского щита, так и на склоне к Тургайскому прогибу. Следовательно, при образовании автохтонных формаций области аккумуляции и денудации иногда почти совпадают друг с другом и существенно не отличаются друг от друга по тектоническому режиму. В отличие от аллохтонных, автохтонные формации лежат уже не сплошным покровом, а слагают ряд мелких областей аккумуляции. Это преимущественно впадины эрозионного или тектонического происхождения, величиной порядка нескольких сотен метров, выполненные озерными, делювиальными и речными отложениями.

Для этой группы формаций региональная изменчивость фаций не характерна, преобладают местные фациальные изменения, связанные с дифференциацией материала в пределах отдельных котловин. Озерные отложения иногда занимают большие пространства, однако это не единый бассейн, а сеть озерных котловин.

Среди автохтонных формаций имеются отложения типа аллювиальных шлейфов, которые по условиям залегания и литологическому составу близки отложениям аллювиальных шлейфовых равнин аллохтонных формаций. Эти отложения также переходят иногда в морские. Примером может служить смена континентальных отложений среднего альба на морские к западу от Мугоджар.

Обломочный материал в автохтонных формациях олигомиктовый, в основном кварцевый, связан с размывом древней коры выветривания, лишь иногда засоренный полимиктовым материалом местных палеозойских пород. В глинистых фракциях преобладают каолинит (гумидная зона) или монтмориллонит (аридная зона). Тяжелые фракции почти не содержат неустойчивых минералов; как правило, преобладают титанистые минералы: ильменит, лейкоксен, брукит и анатаз с примесью устойчивых минералов циркона, турмалина и рутила. Метаморфические минералы обычно присутствуют в незначительных количествах.

Однако необходимо отметить, что при обильном поступлении местного полимиктового материала, в связи с размывом местных палеозойских пород или более древних осадочных толщ мезо-кайнозойского покрова, автохтонные формации иногда приобретают полимиктовый состав и становятся литологически не отличимыми от аллохтонных формаций, образовавшихся в сходных климатических условиях. Примером служат автохтонные красноцветные отложения жиландинской свиты Южных Мугоджар, литологически идентичные аллохтонным красноцветным отложениям андассайской свиты Чуйской синеклизы. Жиландинская свита Южных Мугоджар, по данным А. Г. Черняховского, образовалась за счет размыва морских отложений палеогена, верхнего мела и местных пород палеозоя.

Это отклонение легко объяснить тем, что тектонические условия на Мугоджарах отличались от типично платформенных в сторону приближения к орогеническому поясу.

Но в целом среди автохтонных формаций преобладают формации олигомиктовые, связанные с размывом древней коры выветривания, а полимиктовые, литологически близкие аллохтонным, — имеют второстепенное значение.

Формации поднятий и прогибов

Выделенные нами формации и подформации по своему тектоническому положению распадаются на следующие три группы (табл. 56):

1. Ф о р м а ц и и с и н е к л и з. Сюда относятся все три формации аллохтонной группы: полимиктовая сероцветная, красноцветные слабокарбонатная и карбонатная, и кроме того морская глауконито-терригенная формация. Эта группа формаций (кроме морской глауконитово-терригенной) развилась в условиях значительных дифференциальных движений как в области поднятий, так и прогибов.

2. Ф о р м а ц и и, развитые как в области щита, так и в области синеклиз. В эту группу входят: железисто-кремнистая и лигнитоносная подформации пестроцветной каолиновой формации и зеленоцветная монтмориллонитовая формация. В эту группу попадают формации, возникшие в периоды, когда Казахский щит и Тургайский прогиб представляли собой единую область аккумуляции. Это периоды общего опускания страны или периоды, когда испытывшие поднятия отдельные структуры Казахского щита служили источником сноса одновременно как для восточного борта Тургайского прогиба, так и внутренних впадин Казахского щита.

3. Ф о р м а ц и и, присущие только области щита. Это бокситоносная и железистая подформации пестроцветной каолиновой формации и пестроцветная монтмориллонитовая формация.

В последнюю группу входят формации, возникшие во внутренних впадинах щита в периоды активного развития коры выветривания и общего постепенного опускания суши (вызывающего морскую или озерную трансгрессию), сопровождаемые более слабым дифференциальным подъемом в области Казахского щита.

Поскольку условия, возникающие на поднятиях, в общем неблагоприятны для накопления и сохранения ранее отложившихся осадков, то наши знания о формациях поднятий обычно чрезвычайно скудны. В связи с этим из трех групп выделенных формаций наибольший интерес представляют формации, присущие Казахстану щиту.

Одной из характерных особенностей формационного ряда Казахского щита (табл. 56), по сравнению с формациями прогибов, является отсутствие морских формаций; последние здесь не отлагались или были целиком размывы. Лучшая сохранность континентальных формаций по сравнению

с морскими связана, очевидно, с характером их залегания. Континентальные формации накапливались в депрессиях тектонического или эрозийного происхождения. В таких депрессиях, даже при сильных поднятиях, могло идти накопление континентальных осадков (например, выполнение грабенных юрскими угленосными отложениями), а уже отложившиеся осадки могли сохраняться, несмотря на значительный общий размыв всего поднятия. Наоборот, морские формации образовывали на поднятии мало-мощный покров, который легко мог быть уничтожен как только область поднятия выходила из-под уровня моря.

Второй особенностью формационного ряда Казахского щита, по сравнению с синеклизами, является широкое развитие коры выветривания. На Казахском щите мы имеем очень мощную нижнемезозойскую кору выветривания. В Тургайском прогибе кора выветривания лежит в подошве меловых и третичных отложений. Одинаковое развитие коры выветривания в существенно различных тектонических условиях связано с тем, что Тургайский прогиб как отрицательная структура начал развиваться после образования триас-юрской коры выветривания в меловое и, главным образом, в третичное время. Поэтому сравнительный интерес представляют собой лишь более поздние процессы выветривания в этих двух тектонически различных структурах.

В Тургайском прогибе кора выветривания была быстро погребена под мощным чехлом морских и континентальных отложений, что обеспечило ей хорошую сохранность. Но мощность ее часто незначительная, так как ее рыхлый покров был срезан морской абразией. По данным Б. М. Михайлова, в коре выветривания Тургайского прогиба отсутствуют интенсивные вторичные преобразования. Иной была судьба коры выветривания Казахского щита. Здесь дальнейшие поднятия уничтожили кору выветривания на многих площадях, там же, где размыв прошел слабее, мощность ее достигает 100 м и более.

Слабый подъем Казахского щита содействовал процессам преобразования уже сформированной коры выветривания и развитию более молодых кор выветривания на породах осадочного покрова. Так, с молодыми наложенными процессами выветривания связаны процессы обогащения и разубоживания (галлуазитизация) бокситовых залежей палеоцен-эоценовой бокситоносной каолиновой подформации, монтмориллонитизация верхних горизонтов каолиновой коры выветривания и т. д.

Однако, признавая большое значение процессов выветривания, протекавших на Казахском щите в течение всего мезозоя и кайнозоя и время от времени обновлявших доюрскую кору выветривания, нельзя все же согласиться с точкой зрения В. П. Казаринова (1958), который считает, что при каждом тектоническом воздымании заново формировалась кора выветривания, поставлявшая продукты разрушения для синхронных осадочных отложений.

Кора выветривания на палеозойских породах Казахского щита возникла в триас-юрское время. По-видимому для первоначального возникновения мощной, зонально построенной коры выветривания, были необходимы особые условия, которые уже не повторялись в юрское и послепалеозойское время. В дальнейшем эта первоначальная кора выветривания, вероятно, неоднократно подновлялась, и наложенные процессы выветривания местами сильно видоизменили ее верхние горизонты. Эти наложенные процессы показывают, что кора выветривания палеозойских пород Казахского щита имела длительную историю развития. Вместе с тем, самостоятельные более молодых кор, сколько-нибудь сравнимых по мощности, строению и распространению с доюрской, видимо, нет.

Третьей особенностью континентальных формаций Казахского щита является своеобразный характер их залегания. В прогибах как морские,

так и континентальные формации перекрывают друг друга и залегают в стратиграфической последовательности. В области же Казахского щита континентальные формации часто лежат рядом друг с другом. Причем молодые осадки часто лежат на более низких гипсометрических уровнях по сравнению с более древними и нередко прислонены к последним, что связано с поднятиями небольшой амплитуды и увеличением глубины вреза при каждом новом воздымании.

Благодаря такому своеобразному залеганию, континентальные отложения Казахского щита в связи с последующим изменением климата часто оказываются сильно измененными гипергенными процессами. В Тенгизской впадине наиболее сильно элювиально переработаны наиболее древние отложения: бокситоносная и железистая каолиновые подформации палеоцен-эоценового возраста. Это явление не наблюдается в синеклизах, так как континентальные отложения здесь всегда погребены под более молодыми отложениями, а, следовательно, защищены от последующих элювиальных процессов.

Четвертой особенностью формаций Казахского щита являются их тесная пространственная связь и литологическое сходство с древней корой выветривания. Они сменяют последнюю вверх по разрезу, а слагающие их породы часто не отличимы от коры выветривания. В этих породах глинистый материал, как правило, перемешан с песчаными и почти нет разделения толщ на отдельные слои. Такая слабая механическая дифференциация указывает на незначительный перенос материала, а присутствие бобовых железняков, бокситов и кремнистых пород, т. е. продуктов химического распада, доказывает развитие коры выветривания, одновременное с образованием формации.

В целом осадочные образования третьей группы формаций являются отложениями заболоченных равнин и подпруженных речных долин, образовавшихся на начальной стадии погружения расчлененного плато, перекрытого мощной корой выветривания. Вялость движения поверхностных вод затрудняла дифференциацию обломочного материала и приводила к преобладающему накоплению глинистых пород, а затрудненность стока содействовала коагуляции коллоидов, поступавших из коры выветривания. Периоды аккумуляции чередовались с периодами неглубокого врезания с увеличением глубины вреза у последующих циклов.

На склонах синеклиз и в крупных впадинах Казахского щита картина несколько иная, так как перетолженные продукты коры выветривания той же пестроцветной каолиновой формации были сюда принесены с антиклинальных выступов, в связи с поднятиями в области щита. Поэтому развитые здесь осадки пестроцветной каолиновой формации несут ясные следы механической дифференциации. Это уже обычно построенные осадочные толщи озерного или аллювиального генезиса, представленные переслаивающимися каолиновыми глинами, глинистыми алевролитами и кварцевыми песками, залегающими с размывом на коре выветривания или на породах осадочного покрова. Из органогенных и хемогенных пород развиты: лигниты, бобовые железняки и кварцитовые песчаники. Здесь, вдали от источника питания, бокситов уже нет, что, вероятно, связано с ограниченной миграционной способностью глинозема. Отходя от борта Казахского щита в глубь Тургайской синеклизы, отложения пестроцветной каолиновой формации быстро выклиниваются. Таким образом, формации поднятий по ряду признаков резко отличаются от формаций прогибов.

Из приведенных выше данных вытекает, что тектонический режим области аккумуляции оказывал существенное влияние на генезис и характер отложений автохтонных формаций. В связи с этим автохтонные формации могут быть подразделены на формации, возникшие в периоды опускания, и формации, образовавшиеся в периоды начала поднятий (табл. 57).

Размещение формаций по тектоническим структурам

Возраст		Чуйская синеклиза и северный борт Кызылкумской синеклизы		Казахский щит		Восточный борт Тургайского прогиба		
		Морские формации	Континентальные аллохтонные формации	Тип выветривания	Континентальные автохтонные формации	Морские формации	Континентальные аллохтонные формации	
Мiocen	N ₁ ³	—	Красноцветная карбонатная аридного типа	Монтмориллонитовый	Зеленоцветная монтмориллонитовая переходного типа	—	—	—
	N ₁ ²	—			—	—	—	Красноцветная карбонатная аридного типа
	N ₁ ¹⁻²	—			Зеленоцветная монтмориллонитовая переходного типа	—	—	—
Палеоген	Pg ₃ ³	—	—	Переходный от каолинового к монтмориллонитовому	Пестроцветная монтмориллонитовая переходного типа	—	—	—
		—	Сероцветная полимиктовая гумидного типа	Каолиновый	Железисто-кремнистая каолиновая подформация гумидного типа	—	—	—
	Pg ₃ ²	—	Красноцветная карбонатная аридного типа		Лигнигноносная каолиновая подформация гумидного типа	—	—	—
	Pg ₃ ¹	Терригенно-глауконитовая	—		—	—	Терригенно-глауконитовая	—
	Pg ₂ ³		—		—	—		—
	Pg ₂ ²		—		—	—		—
	Pg ₂ ¹		—		Железистая каолиновая подформация гумидного типа	—	—	—
	Pg ₁		—			—	—	—
Мел	Cr ₂ ^{tn-st}	—	Красноцветная слабокарбонатная переходного типа	Каолиновый	—	—	Юго-западный борт Тургайского прогиба	
	Cr ₁₋₂ ^{alb-cm}	Терригенно-глауконитовая	—		—	—	Терригенно-глауконитовая	Красноцветная слабокарбонатная переходного типа
	Cr ₁ ^{nc}	—	Красноцветная слабокарбонатная переходного типа		—	—	—	—
Триас-юра	J ₁₋₂	—	Юрская угленосная	Каолиновый	—	Юрская угленосная	—	—
	T ₃	—			—		—	—

Таблица 57

Изменение характера и типа отложений автохтонных континентальных формаций Казахского щита в зависимости от типа тектонических движений

Климатические зоны	Климат	Формация	Тектонические условия осадконакопления	Тип отложений	Степень сортировки материала	Характер осадков	Состав песчаных фракций	Состав глинистых фракций	Хомогенные и органические образования
Гумидная зона приморского климата	Субтропический	Пестроцветная каолиновая	Медленное опускание щита	Осадки заболоченных равнин и подпруженных долин	Слабая	Глинистые	Кварцевый	Каолинит	Бокситы, красные бобовые железняки, лигниты
			Общее поднятие щита	Осадки заболоченных речных долин	Ясная	Галечные и песчано-глинистые	Полимиктово-кварцевый	Гидрослюда, каолинит	Лигниты
			Дифференциальные движения в области щита	Осадки аллювиального шлейфа	Ясная	Галечные и песчано-глинистые	Кварцевый	Каолинит	Красные бобовые железняки, кварцитовидные песчаники
Переходная зона материкового климата	Умеренно-теплый	Пестроцветная монтмориллонитовая	Медленное погружение щита	Ложковый делювий, балочный аллювий и озерные отложения	Слабая	Глинистые	Кварцевый	Каолинит, монтмориллонит	Гнезда красного глинистого железняка
			Общее опускание континента (озерная трансгрессия)	Озерные отложения	Слабая	Глинистые	Кварцевый	Монтмориллонит, гидрослюда	Гипс, мергели, марганцевые оолиты
		Зеленоцветная монтмориллонитовая	Дифференциальные движения в области щита	Речной аллювий	Ясная	Галечные и песчано-глинистые	Полимиктово-кварцевый	Монтмориллонит, гидрослюда	Мергели

На аллохтонных формациях синеклиз тектонические движения этого типа заметно не сказались. Автохтонные формации Казахского щита, связанные с поднятиями (общее поднятие страны или дифференциальные движения в области щита), отличаются хорошей дифференциацией материала и сложены песчано-глинистыми осадками: русловым аллювием и осадками аллювиальных шлейфов (табл. 57). Напротив, формации, возникшие в периоды медленного погружения (общее погружение континента или опускание области щита), выражены слабо дифференцированными на горизонты глинистыми толщами, тесно связанными с корой выветривания. Это осадки заболоченных равнин, подпруженных речных долин, озерные отложения или ложковый делювий и аллювий. Для данной группы формаций характерно обилие хемогенных пород и широкое развитие процессов метасоматоза.

Очевидно, затрудненный поверхностный сток, обусловленный медленным погружением щита, содействовал коагуляции выносимых из коры выветривания коллоидов (бокситоносная каолиновая подформация), а в некоторых случаях благоприятствовал миграции элементов в ионной форме и образованию новых глинистых минералов и пород, равновесных в данных условиях среды (пестроцветная монтмориллонитовая формация).

РОЛЬ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРА

Формационные ряды приморского и материкового климата

Если общее единство платформенного тектонического режима является основной причиной сходства разбираемых формаций на большой территории, то изменения климатических условий являются главной причиной их разнообразия. Смена парагенезов различных формаций ясно показывает, что разбираемый район в меловое и третичное время входил то в гумидную, то в аридную зону, а анализ распространения отдельных формаций показывает, что формации с признаками аридности по своему распространению тяготеют к южной половине района, а с признаками гумидности — к северной.

В меловое и палеогеновое время с юга на север наблюдалась следующая смена формаций:

Красноцветная карбонатная —————> красноцветная слабокарбонатная —————> пестроцветная каолиновая

Образование первого и третьего членов этого формационного ряда, соответственно в условиях аридной и гумидной зоны, не вызывает сомнений и многократно обосновывалось многими исследователями (Яншин, 1956; Страхов, 1956 и др.). Наши данные полностью подтверждают этот вывод и, кроме того, позволяют выделить промежуточный член формационного ряда с его собственными характерными парагенетическими особенностями, совмещающими черты гумидности и аридности.

В неогеновое время в стратиграфическом разрезе появляется другой ряд формаций, в котором только третий член совпадает с первым членом первого ряда:

Пестроцветная монтмориллонитовая —————> зеленоцветная монтмориллонитовая —————> красноцветная карбонатная

В этом ряду от первого к третьему члену постепенно ослабевают признаки гумидного осадконакопления, а взамен появляются черты аридности. Поэтому есть все основания считать, что и в данном случае смена одной формации на другую вызывалась изменением климатических условий.

Приходится признать, что в зависимости от конкретных климатических условий в аридной, переходной и гумидной зонах может образоваться не одна, а несколько существенно различных формаций, и что климатические зоны прошлого иногда значительно отличались от современных. Можно, например, указать, что бурые и желтые отложения современных пустынных областей, несомненно, отличаются от пород красноцветной карбонатной формации, которая сейчас, по-видимому, уже не образуется.

Значительно сложнее выяснить, с какими конкретными климатическими особенностями связано появление формаций двух приведенных выше рядов. В поисках объяснений прежде всего необходимо обратить внимание на то, что смена во времени первого (мел-палеогенового) формационного ряда на второй (миоценовый) совпадает с эпохой гигантской регрессии моря (табл. 56). Это совпадение вряд ли случайно, и мы имеем право считать, что первый ряд соответствует изменениям, происходящим в условиях приморского климата, а второй — материкового (табл. 58 и 59).

Таблица 58

Формационные ряды приморского и материкового климата

Климат	Формации аридной зоны	Формации переходной зоны		Формации гумидной зоны
Материковый	Красноцветная карбонатная	Зеленоцветная монтморилло-нитовая	Пестроцветная монтморилло-нитовая	—
Приморский		Красноцветная слабокарбонатная		Пестроцветная каолиновая

Хорошо известно, что приморский климат отличается более ровной температурой по сравнению с материковым. Однако на осадконакопление, вероятно, еще более сильное влияние оказало значительное общее похолодание, сопровождавшее регрессию моря.

В мелу и палеогене климат был значительно теплее современного. Это доказывается тем, что к северу от аридной зоны существовали субтропические условия и происходило образование бокситов, что сейчас нигде не наблюдается. В миоцене, т. е. в эпоху формирования второго ряда, климатические условия, по-видимому, приближались к современным. Это приближение еще усилилось, когда в Средней Азии закончилось формирование красноцветной карбонатной формации и начали отлагаться бурые, серые и желтые породы, трудно отличимые от осадков современных среднеазиатских пустынь.

В заключение отметим, что наиболее интенсивные минеральные преобразования протекают, очевидно, в условиях резкой смены одних климатических условий другими. Примером может служить смена на границе палеогена и миоцена приморского гумидного климата на материковый аридный. В этих условиях минеральные ассоциации гумидной зоны теряли устойчивость и подвергались сложным минеральным преобразованиям.

Влияние климата на характер субаквальных континентальных отложений

Известно, что характер процессов выветривания оказывает большое влияние на состав и облик континентальных отложений. При этом субаквальные континентальные отложения часто имеют много общих черт с

одновозрастными субаэральными отложениями. На это явление в свое время обратил внимание Г. И. Бушинский (1958). Примером могут служить: пестроцветный монтмориллонитовый элювий и пестроцветные каолинит-монтмориллонитовые глины акжарской свиты верхнего олигоцена Тенгизской впадины, красный элювий и красные плиоценовые глины Алтая, описанные Е. Н. Щукиной (1956) и И. С. Чумаковым (1959), каолиновая кора выветривания и бокситоносные отложения палеоцен-эоценового возраста Казахского щита (Разумова, 1958) и Енисейского кряжа (Казаринов, 1958) и т. д. Эти примеры свидетельствуют о том, что тип выветривания сказывается и на характере континентальных водоемов, в связи с чем диагенез субаквальных осадков приобретает сходные черты с процессами, идущими в субаэральных условиях под влиянием выветривания.

Наиболее резко влияние климата проявляется на составе глинистых пород и характере аутигенного минералообразования. Для каждого типа выветривания, вероятно, характерен свой тип осадочных глинистых пород и определенный парагенез хемогенных образований. Формирование коры выветривания и накопление осадков, по-видимому, протекают одновременно, так как субаквальные континентальные отложения часто обогащены продуктами распада коры выветривания. При этом как субаквальные, так и субаэральные осадки имеют минеральный состав, тождественный составу синхронной коры выветривания.

Характер осадконакопления аридной зоны приморского и материкового климата

(образование красноцветной карбонатной формации — красноземный тип выветривания)

Красноцветная карбонатная формация является типичным представителем формаций аридной зоны. Она развивалась как в условиях приморского климата в меловое и палеогеновое время, так и в условиях материкового климата миоцена. По фаунистическим остаткам это были, вероятно, саванны. Эта формация неоднократно повторяется в стратиграфическом разрезе мезо-кайнозоя исследованного района, а в связи с перемещением во времени границ аридной зоны область ее распространения сдвигается то к югу, то к северу. Так, в верхнем мелу осадки красноцветной карбонатной формации известны только значительно южнее района исследований. В среднем олигоцене она распространяется уже до широт 40° с. ш. и захватывает южную половину исследованной территории (кендерлыкская свита Чуйской синеклизы и Джезказганской впадины и кызылкульская свита Каратау). В верхнем олигоцене и нижнем миоцене отложения этой формации снова сдвигаются к югу и известны лишь в пределах Северной Киргизии и Ферганы — массагетский ярус. В среднем и верхнем миоцене она распространяется на север и захватывает всю описываемую территорию (андассайская свита Чуйской синеклизы и жиландинская свита Тургайского прогиба).

В красноцветных аридных формациях, так же как и в почвах сухих областей (Грим, 1956), глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом. Гидрослюды железо- и магнийсодержащие, диоктаэдрические; монтмориллонит мало кремнеземистый, железо-глиноземистый. Характерно широкое развитие карбонатов и магнезиальных силикатов типа палыгорскита и α -сепиолита.

Однако описанный парагенез глинистых минералов не остается постоянным, а именно: с продвижением с юга на север, очевидно, в связи с уменьшением сухости климата (понижение щелочности среды), в красноцветах перестают накапливаться магнезиальные силикаты. Так, краснобурые гидрослюдистые глины красноцветной карбонатной аллохтонной

Распределение континентальных формаций в разрезе мезо-кайнозоя западной части Центрального и Южного Казахстана и связанные с ними парагенезы пород и минералов

Формационный ряд	Зона	Неоком	Турон-сантон	Палеоцен-эоцен	Средний олигоцен	Верхний олигоцен	Нижний миоцен	Средний миоцен	Верхний миоцен	Типоморфный парагенез хемогенных пород							Типоморфный парагенез глинистых минералов
										Бокситы	Красные железняки	Красный железистый пигмент	Карбонатные породы	Гипс	Магнезиальные породы	Кремнистые образования	
Материкового климата	Гумидная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Переходная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Монтмориллонит, каолинит, галлуазит
		—	—	—	—	—	Зеленоцветная монтмориллонитовая формация			—	—	—	Линзы мергелей	—	—	—	Монтмориллонит, гидрослюда
	Аридная	—	—	—	—	—	Красноцветная карбонатная формация	—	—	—	—	—	Известковистые глины	—	—	—	Монтмориллонит, гидрослюда
		—	—	—	—	—				—	—			—	—	—	Гидрослюда, α-сепиолит
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Приморского климата	Гумидная	—	—	Пестроцветная каолиновая формация		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Кремнистые глины и песчаники	Каолинит
		—	—	—	—	Полимиктовая сероцветная формация	—	—	—	—	—	—	Известковистые песчаники	—	—	—	Монтмориллонит, гидрослюда
	Переходная	Красноцветная слабокарбонатная формация		—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	Окремнелая древесина	Каолинит, монтмориллонит
	Аридная	—	—	—	Красноцветная карбонатная формация	—	Красноцветная карбонатная формация	—	—	—	—	—	Известковистые глины	—	—	—	Гидрослюда, монтмориллонит
		—	—	—		—				—	—	—		—	—	—	Гидрослюда, α-сепиолит
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Вертикальной штриховкой показано присутствие тех или иных хемогенных пород.

формации среднего олигоцена Чуйской синеклизы и северо-восточного борта Кызылкумской синеклизы обогащены магнезиальными силикатами, а те же глины Джезказганской впадины уже не содержат силикатов магния.

В еще более северных районах гидрослюды, по-видимому, вытесняются монтмориллонитом. Примером может служить замещение гидрослюдистых глин андассайской свиты среднего-верхнего миоцена Чуйской синеклизы в Северных Мугоджарах на монтмориллонитовые глины жиландинской свиты (данные А. Г. Черняховского).

Таким образом, в пределах зоны аридного осадконакопления намечаются три подзоны, сменяющие друг друга с юга на север:

- а) зона красноцветных гидрослюдистых глин, обогащенных силикатами магния (южная),
- б) зона красноцветных, собственно гидрослюдистых глин (средняя),
- в) зона красноцветных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин (северная).

Характер осадконакопления переходной зоны приморского климата

(образование красноцветной слабокарбонатной формации — переход от красноземного к каолиновому типу выветривания)

В переходной зоне приморского климата в условиях смены красноземного выветривания на каолиновый происходило формирование красноцветной слабокарбонатной аллохтонной формации. В связи с переходным характером климата континентальное осадконакопление здесь приобретает переходный характер. Красная окраска пород, свойственная красноцветам аридной зоны, сохраняется, но местами сменяется зеленовато- или серовато-белой. Глины, как правило, бескарбонатны, но пески часто сцементированы в известковистые песчаники. Состав хемогенных пород смешанный. Из аридной зоны сюда «заходят» карбонаты и гидроокислы марганца, из гумидной — красные железняки, лигниты и иногда бокситы.

Преобразования обломочного материала также очень своеобразны: полевые шпаты сохраняются, разложен только слюдистый материал, по мусковиту, как и в гумидных условиях, развивается каолинит, а разложение биотита задерживается на промежуточной стадии с образованием железо-глиноземистого монтмориллонита.

Интересно отметить, что при переходе из юго-западных предгорий хребта Б. Каратау на восточный склон Южных Мугоджар красноцветная слабокарбонатная формация некома замещается красноцветной карбонатной формацией. Эта смена формаций, по-видимому, обусловлена усилением аридности климата при удалении от относительно увлажненных подножий Среднеазиатского горного пояса.

Характер осадконакопления гумидной зоны приморского климата

(образование пестроцветной каолиновой формации — каолиновый тип выветривания)

Пестроцветная каолиновая формация мела и палеогена тяготеет к области распространения морской глауконитовой формации, развивавшейся, по Н. С. Шатскому (1955), в климатических условиях, близких современному Средиземноморскому поясу. В пределах этой зоны смена аридных континентальных формаций на гумидные происходила с юга на север, так же как и в современном средиземноморском поясе (пустыня Сахара — средиземноморские вечнозеленые леса — широколиственные леса Западной Европы и т. д.), но в отличие от последнего к северу от аридной зоны располагался субтропический пояс и шло накопление бокситов.

Описываемая формация развивалась в эпоху активного каолинового выветривания, так как накапливался не только механически переотложенный материал коры выветривания, но и продукты ее химического разложения. При этом характер осадконакопления как в условиях теплого умеренного климата (вне подзолистей зоны), так и субтропического протекал, очевидно, более или менее одинаково. Во всех случаях накапливались глинистые породы каолинового состава, менялись только характер хемогенных пород и степень разложения обломочного материала.

В условиях субтропического гумидного климата палеоцен-эоцена и конца верхнего мела процесс осадконакопления сопровождался накоплением бокситов и красных бобовых железняков. В условиях умеренного гумидного климата верхнего олигоцена бокситы, видимо, не образуются, что, может быть, связано как с изменением климата в сторону похолодания (Страхов, 1947 и 1956), так и с иным тектоническим режимом осадконакопления. В условиях умеренного гумидного климата верхнего олигоцена бокситы замещаются красными бобовыми железняками, и широкое распространение приобретают глинисто-кремнистые породы и кварцитовидные песчаники. При уменьшении же количества атмосферных осадков, в связи с приближением к аридной зоне, процессы каолинизации, по-видимому, теряли интенсивность; соответственно в осадках сохранялись неразложенные полевые шпаты и листочки мусковита. Карбонаты выносились не полностью и фиксировались в разрезе в виде инфильтрационного типа гнезд и линз. Однако очень часто трудно решить, связано ли появление неразложенных минералов с падением интенсивности процесса выветривания или с появлением в переотложенных продуктах коры выветривания примеси полимиктового материала в связи с размывом местных палеозойских пород. В тех случаях, когда имело место падение степени интенсивности процесса выветривания, вместе с уменьшением разложенности обломочного материала изменялся и характер хемогенных пород.

Характер осадконакопления переходной зоны материкового климата

(образование зеленоцветной монтмориллонитовой формации —
монтмориллонитовый тип выветривания)

В миоцен из мела и палеогена переходит красноцветная карбонатная формация аридного типа, а красноцветная слабокарбонатная, образовавшаяся в приморском климате меловой эпохи, в условиях материкового климата миоцена (в связи с усилением аридности и континентальности климата) замещается зеленоцветной монтмориллонитовой формацией.

Как красноцветная карбонатная, так и зеленоцветная монтмориллонитовая формации миоцена, судя по характеру фауны и флоры, формировались в степных условиях. В целом красноцветная карбонатная формация в миоцене тяготеет к верхним горизонтам разреза, а зеленоцветная монтмориллонитовая — к нижним, что говорит об усилении аридности климата во второй половине миоцена. Значительно севернее, уже за пределами района исследований, красноцветная и зеленоцветная формации миоцена сменяются угленосными отложениями гумидной зоны.

Таким образом, зеленоцветная монтмориллонитовая формация развивалась в условиях переходной зоны материкового климата. Считать ее субаквальным аналогом красноцветной карбонатной формации (Никифорова и Разумова, 1959), по-видимому, нельзя, так как образование их связано с различными корами выветривания. Первая формация связана с монтмориллонитовой олигоцен-миоценовой корой выветривания, а вторая — с красноземной миоцен-плиоценовой (Щукина, 1956).

Для зеленоцветной монтмориллонитовой формации характерно широкое развитие зелено-серых творожистых глин монтмориллонитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового и гидрослюдистого состава. Изменения минерального состава глин, возможно, связаны с различным характером первично обломочного материала. По аналогии с пестроцветной монтмориллонитовой формацией верхнего олигоцена можно думать, что монтмориллонитовые глины миоцена образовались из обломочного материала каолинового состава, глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые — из каолинового материала, загрязненного гидрослюдой, а гидрослюдистые глины, как и в красноцветной карбонатной формации, образовались, вероятно, за счет полимиктового слюдистого материала. Однако не исключено, что все эти разности глин образовались в результате размыва нижних горизонтов каолиновой доюрской или монтмориллонитовой верхнеолигоценовой коры выветривания Казахского щита.

Хеомогенные породы в отложениях зеленоцветной монтмориллонитовой формации в связи с близкими к аридным условиям осадконакопления представлены мергелями и гипсом. Мергели широко распространены как в озерных, так и речных отложениях, а гипс встречается только в осадках озерного типа.

**Характер осадконакопления в период смены
гумидного приморского климата на аридный материковый
(образование пестроцветной монтмориллонитовой формации —
переход от каолинового к монтмориллонитовому типу
выветривания)**

В области Казахского щита в верхней половине верхнего олигоцена на границе с миоценом происходит смена каолинового типа выветривания, характерного для приморского гумидного климата палеогена, на монтмориллонитовый, связанный с аридным материковым климатом миоцена. На этот период падает формирование пестроцветной монтмориллонитовой формации. Накопление последней происходит в условиях медленного погружения континента, предшествующего ниже-среднемиоценовой озерной трансгрессии. Таким образом, пестроцветная монтмориллонитовая формация, так же как и бокситоносная каолиновая подформация, образовалась в условиях резкой смены климатического и тектонического режима.

В период накопления пестроцветной монтмориллонитовой формации приносимый из коры выветривания каолиновый материал в условиях щелочной среды перерабатывался в монтмориллонитовый. В соответствии с этим в осадках накапливались голубовато-серые, восковидные, каолинит-монтмориллонитовые глины, испещренные вишнево-красными пятнами и разводами.

Область распространения пестроцветной монтмориллонитовой формации ограничивается Казахским щитом, т. е. областью распространения древней коры выветривания. Поскольку аккумуляция осадков осуществлялась в условиях медленного опускания Казахского щита, то накапливались преимущественно глинистые осадки, представленные ложковым делювием, балочным аллювием и озерными отложениями.

С этим же периодом связано и формирование пестроцветного монтмориллонитового элювия. Очевидно в связи с начавшейся аридизацией климата такие минеральные ассоциации гумидной зоны как бокситы, красные бобовые железняки и каолиновые глины утрачивали устойчивость и подвергались интенсивной элювиальной переработке в условиях щелочного типа выветривания. С этим периодом связаны ресилификация бокситовых залежей, выщелачивание красных бобовых железняков и разубожи-

вание силикатных никелевых руд нонтронитового состава. Процесс сводился к выносу окислов железа, монтмориллонитизации каолинита (присоединение дополнительного кремнекислородного слоя) и нонтронита (замещение окисного железа глиноземом) и галлуазитизации гидраргиллита (присоединение кремнезема). Очевидно, освобождающиеся при выветривании кремнезем и глинозем в связи с недостатком влаги и органического вещества не выносились из породы, а накапливались в грунтовом растворе и обнаруживали при этом большую химическую активность: кремнезем взаимодействовал с недонасыщенными кремнеземом соединениями (каолинитом и галлуазитом), а глинозем вытеснял окисное железо и магний из железистых и магнезиальных глинистых минералов. Освобождающееся при этом окисное железо шло на постройку вновь образованного железоглиноземистого монтмориллонита и одновременно фиксировалось в синхронных по возрасту осадочных породах в виде гнезд глинистого железняка.

Пестроцветная монтмориллонитовая формация возникла в менее аридных условиях, чем зеленоцветная монтмориллонитовая, так как хемогенные образования представлены здесь гнездами красного глинистого железняка и редкими скоплениями марганцевого бобовника, а карбонаты кальция полностью отсутствуют.

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА ХАРАКТЕР КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Минералы легкой фракции

Большинство исследователей связывает состав осадочных глинистых пород с условиями их образования, некоторые же рассматривают глинистые минералы как обломочные компоненты, не меняющие сколько-нибудь значительно свой состав при диагенезе. Однако проведенные нами исследования континентальных отложений говорят о том, что глинистые минералы представляют собой в основном переработанный в процессе переноса и накопления обломочный биотитовый (аллохтонные формации) и каолиновый (автохтонные формации) материал, причем в зависимости от условий осадконакопления меняется и характер глинистых продуктов. Но благодаря неполной переработке обломочного материала часто удается проследить последовательно все стадии этого превращения. Особенно хорошо стадийное разложение обломочного материала прослеживается в песчаных и в алевритовых породах, в глинах же первичную природу обломочного материала установить труднее. Не всегда просто решается вопрос и о том, имеем ли мы здесь двухкомпонентную или поликомпонентную смесь глинистых минералов, или перед нами агрегаты смешанно сложистой структуры, представляющие собой промежуточные продукты разложения чешуйчатых минералов (Grim, Bray, Brodley, 1937; Грим, 1956; Викулова 1957 и др.). При прослеживании характера разложения обломочного материала в песках и алевритах часто удается установить и состав и генезис глинистых пород.

Так например, в континентальных формациях мелового и третичного возраста биотит и мусковит, даже при совместном нахождении в породе, часто дают разные продукты разложения. Поэтому смена различных по составу глин в разрезе, в пределах одной формации, не всегда может быть связана с изменением фациальной обстановки, а чаще определяется изменением состава первичного терригенного материала.

Переход же одной формации в другую иногда также определяется не изменением климата, а изменением состава терригенного материала:

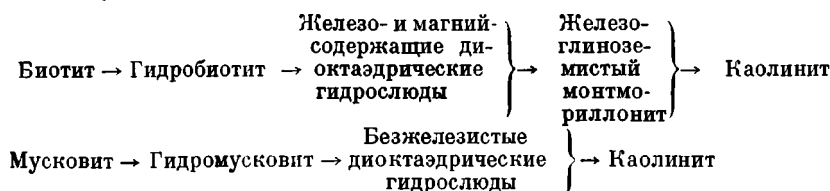
причем в зависимости от состава последнего при одних и тех же климатических условиях образуются различные глинистые породы. Примером могут служить глинистые породы пестроцветной каолиновой автохтонной и полимиктовой сероцветной аллохтонной формаций верхнего олигоцена. Обе эти формации образовались в условиях гумидного климата, но состав входящих в них глинистых пород существенно различен. В первой формации, возникшей в результате размыва древней коры выветривания, состав глин каолинитовый, а во второй, образовавшейся за счет разложения темноцветного слюдистого материала — монтмориллонит-гидрослюдистый.

В качестве другого примера можно привести отложения слабокарбонатной красноцветной формации турон-сантона. Здесь, несмотря на одни и те же условия осадконакопления, биотит и мусковит разрушаются с образованием различных глинистых продуктов. По биотиту развивается железо-глиноземистый монтмориллонит, по мусковиту — безжелезистые гидрослюды и каолинит. Следовательно, характер глинистых пород в континентальных отложениях определяется не только климатом, но и характером первичного обломочного материала. Поэтому глинистые породы аллохтонных и автохтонных формаций одной климатической зоны могут существенно отличаться друг от друга.

Изучение континентальных формаций мезо-кайнозойского разреза западной части Центрального и Южного Казахстана привело нас к выводу, что основная масса глинистых пород образуется за счет разложения богатого биотитом аллохтонного материала или богатого каолином автохтонного материала. Продукты разрушения полевых шпатов и других минералов в образовании осадочных глинистых пород играют, по-видимому, весьма ограниченную роль. Полевые шпаты и кварц скапливаются в основном в аллювиальных отложениях и часто не обнаруживают признаков разложения. Только в осадках гумидной зоны источником глинистого материала иногда становятся и полевые шпаты, так как здесь они разрушаются с образованием глинистых продуктов.

В аллохтонном слюдистом материале, как правило, преобладает биотит. Мусковит всегда присутствует в резко подчиненных количествах. Причем биотит разрушается значительно быстрее мусковита, что, очевидно, связано с присутствием в его решетке закисного железа. Только при каолиновом типе выветривания оба минерала разрушаются примерно с одинаковой степенью интенсивности, хотя и здесь мусковит сохраняется чаще. В изученных нами отложениях, мусковит, в отличие от данных И. И. Гинзбурга (1947, стр. 35), никогда не дает глинистых продуктов монтмориллонитового состава. При монтмориллонитизации биотита мусковит разлагается с образованием каолинита или гидрослюды.

Полный ряд стадийного разложения биотита и мусковита представляется в следующем виде.



На начальных стадиях выветривания как по биотиту, так и по мусковиту, независимо от типа выветривания, образуются гидрослюды — гидробиотит и гидромусковит. Вермикулит нами не был обнаружен. По данным И. И. Гинзбурга (1947), вермикулит не образуется и при разложении биотита в коре выветривания, хотя в иностранной почвенной литературе упоминается постоянно.

В дальнейшем в зависимости от типа выветривания, а точнее, от количества влаги, процесс разложения останавливается на той или иной стадии.

В аридной зоне благодаря недостатку влаги щелочи и кремнезем не вымываются из обломочного слюдястого материала; в соответствии с этим в этих условиях образуются глинистые продукты гидрослюдистого состава, сохранившие трехслойную решетку слюды (табл. 60).

Т а б л и ц а 60

Изменение характера аутигенных глинистых минералов в зависимости от типа выветривания (климата) и характера терригенных компонентов

Основные терригенные компоненты глинистых фракций	Приморский и материковый климат аридного типа				
	Приморский климат переходного типа				
	Приморский климат гумидного типа				
	Материковый климат переходного типа				
	Тип выветривания				
	Красноземный		Переходный от красноземного к каолиновому	Каолиновый	Монтмориллонитовый
Каолинит	Не изменяется (?)		Диспергируется с образованием файерклей		Диспергируется и переходит в железо-глиноземистый монтмориллонит с образованием серии промежуточных продуктов
Мусковит	Слабо гидратируется		Безжелезистые диоктаэдрические гидрослюды. Каолинит	Каолинит	—
Биотит	Железо- и магнийсодержащие диоктаэдрические гидрослюды с палыгорским или α-сепиолитом	Железо- и магнийсодержащие диоктаэдрические гидрослюды	Железо-глиноземистый монтмориллонит	Каолинит	—

Наиболее широко распространены железосодержащие диоктаэдрические гидрослюды. При некотором увеличении количества влаги (переходная зона приморского климата) начинают вымываться щелочи, но кремнезем еще остается на месте; поэтому по биотиту развивается железо-глиноземистый монтмориллонит — минерал с трехслойной решеткой, но с удаленными щелочами. Щелочи сохраняются только в поглотительном комплексе. При монтмориллонитизации биотита по мусковиту развивается каолинит или гидрослюда. Это связано, очевидно, с тем, что каолинизация мусковита протекает легко, а отсутствие железа препятствует образованию железо-глиноземистого монтмориллонита.

При преобразовании биотита как в диоктаэдрическую гидрослью, так и в монтмориллонит окисное железо сохраняется в решетке, а закисное окисляется и выносится из минерала; в окислительных субаэральнo-субаквальных условиях оно оседает здесь же на минерале, приводя к пигментации пород красными окислами железа. Поэтому в условиях аридной зоны широкое развитие приобретают красноцветные породы.

Наконец, в гумидных условиях приморского климата наряду со щелочами начинает выноситься и кремнезем; поэтому по биотиту развивается каолинит. Следовательно, в гумидной зоне в связи с отщеплением одного кремнекислородного слоя трехслойные решетки глинистых минералов сменяются двухслойными. Попутно с этим из решетки глинистых минералов выносятся и железо, но в связи с обилием влаги и органического вещества

оно уже не всегда фиксируется в осадок, а уносится и при благоприятных условиях осаждается в виде железных руд. В гумидной зоне при разложении биотита освобождается значительно больше железа, чем в условиях выветривания аридной зоны. При аридном типе выветривания значительная часть железа остается в силикатной форме (железо-глиноземистые гидрослюда и монтмориллониты), а при каолинизации в условиях приморского гумидного климата железо целиком уходит из решеток глинистых минералов, в результате чего освобождаются большие массы железа.

Полевые шпаты очень интенсивно разрушаются только в условиях приморского гумидного климата. Здесь они, так же как и слюды, дают глинистые продукты каолинового состава. В переходных условиях от каолинового к красноземному типу выветривания полевые шпаты, слабо задетые разрушением, разлагаются с образованием монтмориллонита. Кварц почти всегда остается почти без изменения, но постоянно обнаруживает незначительные следы растворения. Только в условиях субтропического каолинового выветривания, в условиях бокситообразования и при солонцовом монтмориллонитовом типе выветривания, кварц подвергается интенсивному замещению.

В автохтонных формациях глинистые породы образуются в основном за счет размыва древней коры выветривания. Поэтому они формируются в основном за счет материала гидрослюдисто-каолинитового состава. В отличие от аллохтонных формаций, слюдистый материал представлен здесь почти исключительно мусковитом.

При переотложении в условиях приморского гумидного климата каолинит перетерпевает лишь незначительные изменения, связанные с нарушением упорядоченности в расположении структурных пакетов, в результате чего образуются разности каолинита типа фэйерклей (смещение пакетов вдоль оси *c*). Эти преобразования, согласно Робертсону и др. (Robertson, Brindley, Mackenzie, 1954; Jasmund, 1955), часто сопровождаются повышением огнеупорности глин. В это же время гидрослюда мусковитового и биотитового ряда и полевые шпаты подвергаются дальнейшему разложению с образованием каолинита. Каолинит, по-видимому, сохраняется и в условиях, переходных от приморского гумидного климата к аридному. Но в условиях щелочного типа выветривания (переходная зона материкового климата) каолинит становится неустойчивым и постепенно преобразуется в монтмориллонит. При монтмориллонитизации каолинита образуются железо-глиноземистые монтмориллониты.

Значительные массы глинистых пород образуются и при ресилификации бокситовых залежей, в результате этого процесса гидрагиллит замещается галлуазитом. Последний в поверхностных условиях местами преобразуется в каолинит. Ресилификация бокситорудных залежей связана с элювиальной переработкой бокситовых пород в условиях щелочного типа выветривания или с катагенезом гидрокарбонатно-кальциевых вод.

Минералы тяжелой фракции

Своеобразие парагенезов минеральных ассоциаций аллохтонных и автохтонных формаций очень резко проявляется в составе минералов тяжелых фракций (табл. 61—65).

Постоянными и количественно преобладающими минералами тяжелых фракций как меловых, так и третичных формаций являются ильменит, лейкоксен и циркон. В подчиненном количестве, но также постоянно, присутствуют турмалин, титанистые и метаморфические минералы. В некоторых районах в большом количестве появляются эпидот и роговая обманка. В разрезах, обогащенных роговой обманкой, обычно присутствуют ромбический и моноклинный пироксены и глаукофан. Прозрачные титанистые

**Минеральный состав (в %) тяжелых фракций континентальных третичных
отложений верховьев р. Ашитастьургай и р. Тастытургай**

Свита	Число образцов	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоксен	Магнетит	Циркон	Турмалин	Рутил	Брунит и анатаз	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Группа апидота	Барит	Фосфаты	Оксиды железа	Агрегатные сростки
Фракция 0,25—0,10 мм																		
Аральская	1	2,80	+	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	+	+	
Акжарская	2	0,12	17,4	56,9	—	1,8	10,1	1,0	—	—	—	—	2,7	5,9	—	—	1,8	2,4
Чаграйская	2	0,40	47,7	37,3	—	6,9	5,6	0,7	1,4	—	0,3	—	+	—	—	—	—	0,1
Коскаколь- ская . .	1	0,40	3,2	75,6	—	1,3	2,6	—	—	—	—	—	—	—	7,0	—	—	10,3
Аркалык- ская . .	5	0,09	21,9	52,5	0,5	4,3	13,3	0,9	1,9	0,1	—	—	1,7	0,1	—	0,3	2,1	0,4
Фракция 0,10—0,05 мм																		
Аральская	1	3,7	57,2	1,6	—	4,2	3,5	1,4	6,6	—	—	2,0	—	23,5	—	—	—	—
Акжарская	2	0,61	18,7	15,1	0,2	16,8	5,7	0,9	28,6	—	—	0,1	0,6	7,3	3,3	—	2,7	—
Чаграйская	2	1,75	23,4	20,3	—	25,6	4,1	1,6	21,9	0,2	0,1	—	0,1	0,2	—	—	2,5	—
Коскаколь- ская . .	1	1,28	1,1	18,5	0,6	24,6	12,9	1,4	24,6	+	+	—	—	+	16,3	—	—	—
Аркалык- ская . .	5	0,78	9,4	25,5	—	25,4	5,9	1,1	31,9	—	—	0,1	0,2	—	—	—	0,5	—

минералы представлены обломочным рутилом и сфеном, а аутигенные — брукситом и анатазом. Последние, вероятно, образуются за счет раскристаллизации обломочного лейкоксена. Метаморфические минералы представлены дистеном, ставролитом, гранатом, силлиманитом и андалузитом.

В турон-сантонских отложениях хребта Б. Каратау кроме перечисленных минералов в большом количестве появляется магнетит. В виде единичных зерен были встречены апатит, пикотит, корунд, везувиан, фосфаты, хлорит и зеленая слюда. Из аутигенных минералов спорадически встречаются марказит, барит, целестин, ангидрит, ярозит и бурые гидроокислы железа. Последние часто присутствуют в больших количествах.

В изученных нами формациях не выделяются сколько-нибудь устойчивые минеральные ассоциации тяжелых минералов, которые могли бы служить надежными коррелятивами при расчленении разрезов. Одни и те же минералы прослеживаются из горизонта в горизонт и только в некоторых случаях заметно меняются их количественные соотношения.

Наиболее резкие изменения в составе фракций намечаются при переходе от меловых формаций к палеогеновым и от палеогеновых к миоценовым. Отдельные же формации мела, палеогена и миоцена мало отличаются друг от друга. Распределение тяжелых минералов на площади (по составу и количеству) проявляет отчетливую закономерность, отражающую как характер источников питания, так и степень удаленности области сноса от места накопления. В соответствии с этим составы тяжелых фракций континентальных автохтонных и аллохтонных формаций существенно отличаются друг от друга.

Таблица 62

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород мелового и третичного возраста юго-западного склона хребта Б. Каратау

Свита или ярус	Число образцов	Ильменит и лейкоксен	Магнетит	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Брукиит и анатаз	Апатит	Дастен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Бурая шпинель	Группа эпидота	Роговая обманка	Пироксен	Вюстит	Зеленая слюда	Хлорит	Барит	Фосфаты	Агрегатные сростки
Фракция 0,25—0,05 мм																							
Кошкурганская	1	23,2	—	1,5	1,1	—	1,5	—	2,6	—	—	3,7	—	—	25,7	37,4	0,4	0,7	2,2	—	—	—	—
Жузундинская	1	85,5	—	2,8	4,1	0,3	—	0,3	—	—	0,6	1,4	0,3	—	2,2	—	—	0,6	1,9	—	—	—	—
Кызылкульская	2	59,9	—	1,1	3,5	—	1,3	0,4	—	0,4	1,6	1,9	1,1	—	25,3	—	—	0,2	0,1	—	0,1	—	3,1
Сузакский ярус	2	53,8	—	6,2	16,8	0,6	1,8	0,8	—	1,6	10,3	2,9	4,3	—	0,4	—	—	—	—	0,5	—	—	—
Бухарский ярус	2	68,2	—	10,1	6,9	0,6	0,9	0,5	—	0,9	5,9	3,7	1,9	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Котурбулакская	10	10,0	48,7	21,7	2,8	1,5	5,4	1,6	—	—	—	6,5	—	—	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Кызылатинская	4	78,2	—	0,6	6,6	0,3	0,9	0,3	—	0,2	1,6	5,4	—	—	0,7	1,5	—	2,2	1,4	—	—	—	0,1
Шаптыюбинская	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фракция 0,05—0,01 мм																							
Кошкурганская	1	32,4	—	4,2	0,8	+	3,1	1,7	0,6	—	+	5,3	—	—	25,3	23,4	0,3	0,3	1,1	—	—	—	1,5
Жузундинская	1	67,5	—	4,0	1,5	1,1	0,7	8,6	—	+	0,7	2,0	+	—	13,9	—	—	—	+	—	—	—	—
Кызылкульская	2	57,2	—	5,9	2,3	0,8	0,6	2,5	—	0,1	0,7	2,9	0,1	—	24,6	0,1	—	—	0,1	—	1,9	—	0,2
Сузакский ярус	3	52,9	—	23,0	3,9	1,5	2,8	3,8	—	—	4,7	2,9	0,9	0,1	2,8	0,5	—	0,2	—	—	—	—	—
Бухарский ярус	2	69,4	—	12,9	3,0	0,7	1,4	5,9	—	0,3	2,9	2,7	0,7	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—
Котурбулакская	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кызылатинская	6	64,4	—	9,2	3,2	1,3	2,7	9,6	0,6	0,1	1,9	5,6	—	0,2	0,5	0,1	—	0,1	0,3	—	—	0,2	—
Шаптыюбинская	1	72,4	—	7,4	3,7	0,6	0,3	7,3	—	—	0,6	5,1	—	—	0,6	0,6	—	—	—	—	—	—	1,4

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций меловых и третичных отложений р. Сарысу (ниже мыса Аяккассаун)

Свита	Число образцов	% тяжелой фракции	Ильменит	Лейкоген	Оксиды железа	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Анаказ и брукит	Апатит	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Силлиманит	Корунд	Везувиан	Группа эпидота	Роговая обманка	Пироксен	Фосфаты	Пирит
Фракция 0,25—0,1 мм																							
Асказансорская	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кендерлыкская	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чеганская	3	0,1—0,4	15,8	20,3	28,8	1,2	3,4	0,9	0,1	0,1	—	4,6	5,3	0,3	2,3	16,0	—	—	0,9	—	—	+	—
Саксаульская	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тасаранская	3	»	—	48,0	—	3,2	4,4	0,5	1,3	—	0,5	1,2	17,0	11,1	—	0,9	0,1	—	4,9	5,1	0,8	1,0	—
Кырккудукская	1	Следы—15,4	28,7	41,1	19,7	1,3	2,7	—	—	0,6	—	0,6	3,3	—	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—
Фракция 0,1—0,05 мм																							
Асказансорская	9	0,17—2,05	+	+	—	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+	—	—	—	+	—	—	—	—
Кендерлыкская	4	0,1—0,55	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—
Чеганская	4	0,1—0,8	38,7	7,2	21,8	8,7	0,6	4,6	—	1,8	—	0,9	0,6	0,8	0,8	0,1	—	—	12,9	—	—	—	0,5
Саксаульская	1	2,8	—	34,6	—	6,1	2,1	2,7	—	—	—	3,0	2,7	10,3	—	30,3	—	—	8,2	—	—	—	—
Тасаранская	3	1,0—2,5	—	32,5	—	22,4	7,6	1,5	0,6	0,3	—	2,0	7,5	6,0	—	—	1,8	0,2	10,7	3,1	3,8	—	—
Кырккудукская	4	0,5—3,0	29,3	18,8	34,4	5,1	1,9	2,9	0,2	2,8	—	0,6	1,0	0,5	0,3	0,1	—	—	2,1	—	—	—	—

Для автохтонных формаций Казахского щита и восточного борта Тургайского прогиба характерен обедненный комплекс тяжелых минералов (циркон-брукит-анатазовая ассоциация), состоящий в основном из циркона и титанистых минералов: ильменита, лейкоксена, брукита и анатаза с примесью турмалина. Метаморфические минералы присутствуют здесь в незначительном количестве и представлены дистеном, ставролитом, гранатом и андалузитом; последний преобладает. Циркон-брукит-анатазовая ассоциация развита в автохтонной каолиновой пестроцветной формации; та же ассоциация встречается и в пестроцветной монтмориллонитовой автохтонной формации Тенгизской впадины (акжарская свита), но здесь она уже содержит примесь эпидота (табл. 61). Эта ассоциация отмечена также в турон-сантонских отложениях р. Белеуты, представленных озерными фациями слабокарбонатной аллохтонной красноцветной формации переходного типа.

Для континентальных аллохтонных формаций, развитых в южной половине района — в Чуйской синеклизе и в области хребта Б. Каратау, характерны тяжелые фракции полиминерального состава, богатые неустойчивыми и метаморфическими минералами — эпидотовая и рогово-обманково-эпидотовая ассоциации. Иногда в незначительном количестве присутствуют пироксены и глаукофан. Метаморфические минералы представлены дистеном, ставролитом, гранатом, андалузитом и силлиманитом. Аутигенные титанистые минералы (циркон, рутил и турмалин) присутствуют постоянно. Таким образом, тяжелые фракции аллохтонных формаций отличаются от автохтонных полиминеральным составом и обилием неустойчивых и метаморфических минералов.

В аллохтонных формациях третичного возраста коррелирующими минералами являются эпидот и роговая обманка. По присутствию этих минералов иногда можно отличить миоценовые формации от палеогеновых (разрез р. Ашитастьтургай), миоценовые от плиоценовых (разрез хребта Б. Каратау) и меловые от третичных. В меловых формациях, в отличие от третичных, роговая обманка и эпидот играют весьма незначительную роль (разрезы Сарысу и хребта Б. Каратау).

Метаморфические минералы наиболее обильны и разнообразны в морских отложениях терригенно-глауконитовой формации палеогена. Здесь они концентрируются в мелкопесчаной фракции, иногда составляя до 20—50% ее состава (морской палеоген Сарысу).

Эпидот и роговая обманка, наоборот, наибольшего процентного содержания достигают в красноцветных аллохтонных формациях континентального генезиса.

В аллохтонных формациях мелового возраста Чуйской синеклизы и хребта Б. Каратау как морского, так и континентального происхождения преобладают устойчивые минералы с примесью метаморфических, а неустойчивые минералы группы эпидота и роговой обманки не имеют существенного значения. Коррелирующих минералов здесь нет. Только для турон-сантонских отложений хребта Б. Каратау характерно появление магнетита (табл. 62).

В аллохтонных формациях очень отчетливо проявляются изменения состава тяжелых фракций в направлении гравитационного потока. Наиболее показательны в этом отношении разрезы третичных отложений Чуйской синеклизы. Так, в бассейне Чу, расположенном наиболее близко к области питания — Среднеазиатскому горному поясу, как в морских, так и в континентальных аллохтонных формациях палеогена развита эпидотовая ассоциация, сильно обогащенная роговой обманкой и богатая метаморфическими минералами. Здесь состав тяжелых фракций наиболее разнообразный: присутствуют зеленые, бурые и бесцветные роговые обманки, глаукофан и ромбические и моноклинные пироксены (табл. 64).

Таблица 64

Минеральный состав (в %) тяжелой фракции (0,25—0,05 мм) пород палеогена низовьев р. Чу

Свита	Число образцов	% тяжелой фракции	Ильменит и лейноксен	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Бруксит	Апатит	Дистен	Ставролит	Гранат	Андалузит	Шпинель	Силлиманит
Асказансорская	1	0,52	47,4	10,8	2,6	1,2	0,7	1,6	—	1,6	2,6	1,6	2,8	—	0,2
Кендерлыкская	4	1,7	40,9	5,1	0,8	0,5	1,8	—	0,1	0,1	0,2	2,5	0,1	+	+
Саксаульская	5	0,7	50,7	7,0	2,6	0,8	2,0	0,1	—	0,8	4,6	0,9	3,0	—	0,1

Таблица 64 (окончание)

Свита	Группа эпидота	Роговая обманка зеленая и бесцветная	Роговая обманка бурая	Тремолит	Глаукофан	Ромбический пироксен	Моноклиновый пироксен	Биотит	Зеленая слюда	Барит	Целестин	Ангидрид	Карбонат	Агрегатные сростки
Асказансорская	17,1	9,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кендерлыкская	27,0	17,2	+	—	0,2	+	0,3	0,1	0,1	0,4	2,4	0,1	0,1	—
Саксаульская	17,2	9,5	—	+	+	—	0,1	0,1	—	—	0,1	—	—	0,4

Таблица 65

Минеральный состав (в %) тяжелых фракций пород из континентальных олигоценых и миоценовых отложений верховьев р. Сарысу

Свита	Число образцов	Ильменит	Лейноксен	Лимонит и магнетит	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Бруксит и анатаз	Дистен	Гранат	Андалузит	Силлиманит	Группа эпидота	Роговая обманка	Хлорит	Глаукофан	Даллит	Агрегатные сростки
Фракция 0,1—0,05 мм																			
Тенгизская и аральская	5	27,3	10,2	28,4	13,5	1,9	0,7	—	0,6	—	0,2	0,1	—	12,5	1,2	0,2	—	2,0	1,2
Лигнитоносная	4	18,7	12,8	12,3	17,6	2,3	4,8	—	2,0	—	0,7	0,3	—	28,5	—	—	—	—	—
Фракция 0,25—0,1 мм																			
Тенгизская и аральская	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лигнитоносная	3	18,4	32,2	14,3	0,9	5,2	—	—	—	—	1,4	3,1	—	24,5	—	—	—	—	—

На некотором удалении от области питания, уже в бассейне Сарысу, из эпидотовой ассоциации с богатым комплексом метаморфических минералов постепенно выпадают роговая обманка и сопутствующие ей минералы (табл. 63).

Интересно также отметить, что в южном борту Казахского щита, в области развития автохтонных формаций, обогащенных местным полимиктовым материалом (лигнитоносная и павлодарская свиты), развита, как и в аллохтонных формациях, эпидотовая ассоциация, но с обедненным комплексом метаморфических минералов (табл. 65). Следовательно, состав тяжелых фракций аллохтонных и автохтонных полимиктовых формаций в целом весьма близок. Из приведенных выше данных вытекает, что состав тяжелых фракций контролируется не только климатом (Формозова, 1959), но и характером поступавшего в область аккумуляции обломочного материала.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Александр М. Т., Хендрикс С. Б., Нельсон Р. А. Минералы почвенных коллоидов. — Почвоведение, 1941, № 1.
- Антипов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Антипов-Каратаев И. Н., Пономарев Г. М., Седлецкий И. Д. Вопросы генезиса коллоидно-дисперсных минералов в почвах. — Почвоведение, 1942, № 3—4.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Барбашинова В. И. К стратиграфии мезозойских отложений Тургайской впадины на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов. Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бенеславский С. И. Амангельдинские бокситы — сырье для производства глинозема. Труды ин-та геол. наук АН Казахск. ССР, 1959, вып. 2.
- Бер А. Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине. — Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- Боголецов К. В. К стратиграфии меловых и третичных отложений Енисейского кряжа. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Боголецов К. В. К вопросу о стратиграфическом положении и генезисе бокситов Енисейского кряжа. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Боголецов К. В., Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 1.
- Бойко В. А. Петрографическая характеристика девонских отложений района с. Звенячи Черновицкой области. — Навч. зап. Черновицк. ун-та, 1955, 16. Текст на укр. яз.
- Бойцова Е. П., Мазина Е. Л. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. — Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1955, 5.
- Бриндли Г. В. Каолиновые минералы. В кн.: «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин». М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Бушинский Г. И. О выветривании фосфоритов. В кн.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156, геол. сер. (№ 67).
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 11.

- Бушинский Г. И. 1. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 2. О генетических связях глин с бокситами. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Бушинский Г. И. 3. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Быков Г. Е. О возрасте бокситов северо-восточного Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1938, № 1.
- Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена нижнего Поволжья. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн.: «Вопросы палеогеографии и биостратиграфии». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Великовская Е. М. Бокситы северо-восточного Казахстана. В кн.: «Бокситы», 1. М., 1936. (Тр. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3).
- Великовская Е. М. Бокситы восточной части Тургайской впадины. В кн.: «Бокситы», 4. М., 1939. (Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 151).
- Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Изд. 4-е. Л.—М., ОНТИ, Глав. ред. геол.-развед. и геодезич. лит-ры, 1937.
- Викуллова М. Ф. Вещественный состав и морфология залежей огнеупорных глин южного карбона Боровичско-Любытинского района. В кн.: «Литологический сборник», вып. 1. Л.—М., Гостоптехиздат, 1940.
- Викуллова М. Ф. Общая характеристика глин. В кн.: «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Викуллова М. Ф., Звягин Б. Б., Шахова Р. А. Электронно-микроскопический анализ. В кн.: «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Волков А. Н. Бокситы Казахстана и их генезис. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Вялов О. С. Схема деления третичных отложений Ферганы.— Докл. АН СССР, 1935, 2, № 3—4.
- Гейслер А. П. К вопросу об окраске пестроцветных отложений.— Зап. Всер. минер. об-ва, 1949, 78, вып. 2.
- Гинзбург И. И. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 41, сер. рудных м-ний (№ 5).
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2.— Труды ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81.
- Гинзбург П. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург П. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фаціальном анализе. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург П. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В кн.: «Исследование и использование глин». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Гинзбург П. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург П. И. и Рукавишникова И. А. Пеликаниты и опалы Кос-Шоку (Северный Казахстан) и сравнение их с украинскими. В кн.: «Кора выветривания», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Глазовская М. А. Почвенно-географический очерк Австралии. М., Географгиз, 1952.
- Гончаров В. В. Огнеупорные глины Боровичско-Любытинского района. М., Металлургиздат, 1952.
- Горбунов Н. И. Закономерности образования и распространения глинистых минералов в почвах. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.

- Гор ец к и й Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. Автореф. диссертации на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. М., 1959.
- Г р и м Р. Е. Минералогия глин. М., Изд-во иностр. лит., 1956.
- Г р и ц а е н к о Г. С., Б е р х и н С. И., Р у д н и ц к а я Е. С. О зависимости состава глинистых минералов от характера среды. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Д а н ч е в В. И. Цвет осадочных пород как один из показателей условий их формирования. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн., 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Д ь я к о н о в а - С а в е л ь е в а Е. Н. Генезис и стратиграфическое положение красноцветной толщи Северного Кавказа в связи с находкой высших фузулинид. Труды Ленингр. об-ва естествоиспыт., 1950, 68, вып. 2.
- Е г о р о в А. И. Морской верхний мел у Акмолинска (Северный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1941, 33, № 4.
- Е л и с е е в В. И. К вопросу о генезисе и возрасте динозаврового горизонта юго-восточной Бет-Пак-Далы.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 9.
- З а к л и н с к а я Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры верхнего эоцена Северного Приаралья.— Докл. АН СССР, 1954, 99, № 4.
- З а к л и н с к а я Е. Д. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба (верховья р. Тургай, Амангельдинского района).— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- З а к л и н с к а я Е. Д. Спорово-пыльцевые спектры третичных отложений северного Приаралья, Тургайского прогиба, Кулундинской степи и их стратиграфическое значение. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- З а к л и н с к а я Е. Д. Принципы палеофлористического обоснования расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 10.
- З а к л и н с к а я Е. Д. Палеофлористические обоснования стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». М., Гостеолтехиздат, 1959.
- З а л е с с к и й Б. В., С а з о н о в а З. А. Некоторые особенности структуры и физико-механических свойств артюшинских песчаников. В кн.: «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- З в я г и н Б. Б., К о в а л е в Г. А. Структурный анализ. В кн.: «Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин». М., Гостеолтехиздат, 1957.
- З е л е н о в К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 3.
- З х у з И. Д. К вопросу о направлении стадийных изменений глинистых минералов.— Докл. АН СССР, 1957, 115, № 2.
- К а з а р и н о в В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- К о в д а В. А. К вопросу о движении и накоплении кремниевой кислоты в засоленных почвах. Труды Почвен. ин-та АН СССР, 1940, 22, вып. 1.
- К о р н и л о в В. С. Значение флористических комплексов для стратиграфического расчленения третичных толщ Тургайского прогиба и Павлодарского Прииртышья. В кн.: «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». М., Гостеолтехиздат, 1959.
- К р а в к о в С. П. Учебник почвоведения. Изд. 2-е. М.—Л., Сельхозгиз, 1931.
- К р о т о в Б. П. К вопросу о генезисе нижнемеловых месторождений бокситов на Урале. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- К у к о л е в Г. В. Химия кремния и физическая химия силикатов. М., Промстройиздат, 1951.
- Л а в р о в В. В. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1957.
- Л а в р о в В. В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1959.
- Л е м л е й н Г. Г. О нарастающем кварца на халцедон. В кн.: «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Л и с и ц и н а Н. А. 1. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана.— Докл. АН СССР, 1956, 111, № 2.
- Л и с и ц и н а Н. А. 2. О замещении кварца гиббситом.— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Л и с и ц и н а Н. А. Коррозия кварца в мезокайнозойской коре выветривания Северного Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.

- Л и с и ц и н а Н. А. 1. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана. В кн.: «Исследование и использование глины». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Л и с и ц и н а Н. А. 2. Об условиях залегания кайнозойских континентальных бокситов западной части Казахского нагорья. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Геохимические фации речных вод и их зональность. Изв. географ. об-ва, 1943, 75, вып. 1.
- М а т т с о н С. Почвенные коллоиды. М., ГОНТИ, 1938.
- М и н а к о в а Л. В. О бухарском ярусе.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1954, № 1.
- М и р о п о л ь с к и й Л. М. О красноцветах типа «red beds» в пермских отложениях среднего Поволжья и Прикамья и их окрашенность.— Докл. АН СССР, 1943, 41, № 8.
- М и х а й л о в Б. М. Минералого-петрографическая характеристика коры выветривания по глинам чеганской свиты в северо-восточной части Тургайского прогиба.— Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- М и х а й л о в Б. М. Некоторые литологические особенности меловых и третичных отложений Тургайского прогиба. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- М и х а й л о в Б. М., П е т р о в с к а я Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогоугольного бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, 24.
- М и х а й л о в Б. М. и др. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. М., Госгеолтехиздат, 1955. (Труды Всес. научн.-исслед. геол. ин-та, 5).
- М о н и н С. А. География почв. М., Учпедгиз, 1957.
- М о р д в и л ь к о Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами средней Азии и Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1936, № 12.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Н е у с т р у е в С. С. Элементы географии почв. М., Сельхозгиз, 1931.
- Н и к и т и н а А. П. Каолинизация и бемитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА. В кн.: «Исследование и использование глины». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Н и к и ф о р о в а К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана. В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысульской депрессии и прилегающих к ней территорий Бет-Пак-Далы. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Н и к и ф о р о в а К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 45.
- Н и к и ф о р о в а К. В., Р а з у м о в а В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- О к у р а И. Состояние кремниевой кислоты в природных водах (Journ. Chem. Soc. Japan purif. chem. sec., 1954, 75, № 9).— Реф. журн. геол., 1957, № 3, 3177.
- П а с о в а Ф. Г. Об условиях образования бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- П а с о в а Ф. Г. Минералогия, литология и условия образования бокситоносной толщи Амангельдинских месторождений Казахстана. Автореф. диссертации на соискание уч. степени кандид. геол.-мин. наук. М., 1959.
- П е р е л ь м а н А. И. Об одной особенности геохимии современных пустынь.— Природа, 1951, № 12.
- П е р е л ь м а н А. И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации.— Докл. АН СССР, 1954, 94, № 2.
- П е р е л ь м а н А. И. Следы былых водоносных горизонтов в осадочных породах. Природа, 1958, № 6.
- П е т р о в В. П. О специфике глинистых минералов и о глинах как горной породе.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 5.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. К вопросу о геологическом строении Приказалинского района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1933, № 3.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Структура Тургайской впадины.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 4.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Третичные отложения Тенизского и Атасуйского районов Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 1.
- П е т р у ш е в с к и й Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Казахского нагорья. В кн.: «Вопросы геологии Азии», 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Разумова В. Н. Материалы к минералогии глин.— Труды Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, 1939, вып. 137.
- Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Разумова В. Н. Континентальные третичные отложения северо-западной части Казахского нагорья. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных статиграфических схем Сибири 1956 г.». Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Разумова В. Н. 1. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. В кн.: «Материалы совещания по исследованию и использованию глин 1957 г.». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Разумова В. Н. 2. Стратиграфическое положение и возраст бокситов верховьев р. Аши-Тасты-Тургай в Казахстане. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы.— Докл. АН СССР, 1958, 123, № 1.
- Ренгартен Н. В. Бемит с Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1949, 69, № 3.
- Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах. В кн.: «О вторичных изменениях осадочных пород». М., 1956. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5).
- Роде А. А. К вопросу о природе гидратов окиси железа.— Журн. русск. физ.-хим. об-ва, ч. хим., 1930, 62, вып. 6.
- Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1948, № 7.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.
- Рухин Л. Б. Особенности эпигенеза меловых отложений Ферганской котловины.— Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1956, № 209, сер. геол., вып. 7.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 140, мин.-геохим. сер. (№ 14).
- Сердюченко Д. П. О классификации монтмориллонитовых минералов. Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 10.
- Сидоренко А. В. К вопросу об окремнении в пустынях Кара-Кум и Кызыл-Кум.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 3.
- Сидоренко А. В. 1. О псевдогидротермальных процессах в местностях с пустынным климатом.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 6.
- Сидоренко А. В. 2. Обезвоживание минералов в пустыне.— Природа, 1952, № 12.
- Симаков В. Н. О взаимодействии солей гидроокиси железа, алюминия, кремнезема и марганца. Сообщ. отд. почвоведения, 1928, вып. 3.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73).
- Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1—2.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 5 и № 8.
- Страхов Н. М. и др. Методы изучения осадочных пород, т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Терентьева К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Тюлин А. Ф., Маломახова Т. А. Сравнительное изучение различных способов покрытия грубодисперсных глинистых минералов полутонкими окислами.— Почвоведение, 1948, № 11.
- Тюрин Б. А. Месторождения гиббситовых бокситов Казахстана и методика их поисков. Сб. научн. трудов Казахск. горно-металлург. ин-та, 1956, № 14.
- Тюрин Б. А. Месторождения гиббситовых бокситов Амангельдинского боксито-рудного района в Центральном Казахстане. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Усанова К. И. К вопросу формирования кайнозойских моласс Приташкентского района.— Узбекс. геол. журн., 1958, № 1.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 2. Л., Госхимтехиздат, 1934.
- Ферсман А. Е. Цвета минералов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 20).

- Х е р а с к о в Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1952, 27, вып. 5.
- Х е р а с к о в Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ч у м а к о в И. С. К стратиграфии континентальных третичных отложений северо-западной части Рудного Алтая. — Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1958, 32.
- Ч у х р о в Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш а м р а й И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления. В кн.: «Вопросы минерализации осадочных образований», кн. 3—4. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Ш а р о в а А. К., Г л а д к о в с к и й А. К. Минеральный состав, происхождение и изменение нижнемеловых бокситов восточного склона Урала и Тургайской равнины. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ш а т с к и й Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1943. (Мат. к познан. геол. строения СССР, вып. 2(6)).
- Ш а т с к и й Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 5.
- Ш а т с к и й Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1948. 3-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ш е й н м а н Ю. М. Верхнепалеозойские и мезокайнозойские климатические зоны Восточной Азии. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 6.
- Щ у к и н а Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Ю с у п о в а С. М. Новый путь образования монтмориллонита. — Докл. АН СССР, 1950, 75, № 3.
- Я к о в л е в а М. Н. Об аллитной коре выветривания во влажных субтропиках Закавказья. В кн.: «Исследование и использование глины». Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Я н ш и н А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и восточной Сибири. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Я н ш и н А. Л. Об элювиальных теориях образования бокситов. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1941, 19, вып. 3—4.
- Я н ш и н А. Л. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953. (Мат. к познанию геол. строения СССР, вып. 15 (19)).
- Я н ш и н А. Л. 1. Красноцветные формации. БСЭ, 2-е изд., 23. М., 1956.
- Я н ш и н А. Л. 2. Латерит. БСЭ, 2-е изд., 24. М., 1956.
- Allen V. T. Mineral composition and origin of Missouri flint and diaspore clays. — «Missouri Geol. Surv.», 1935, 58th Biennial Rept.
- Armstrong L. C. Decomposition and alteration of feldspate and spodumene by water. — Amer. Min., 1940, 25, № 12.
- Bates T. F., Hildebrand F. A., Swineford A. Morphology and structure of endellite and halloysite. — Amer. Min., 1950, 35, № 7—8.
- Brindley G. W., Youell R. F. Thermal and x-ray studies of chamosite and chlorites. London, 1950.
- Brindley G. W., Robinson K. The structure of kaolinite. — Min. Mag., 1945, 27.
- Cornu T. D. Die Bedeutung der Hydrogeli im Mineralreich. — Zs. Chem. u. Ind. d. Kolloide, 1909, 4, H. 1.
- Corrins C. W., Engelhardt W. Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. — Chemie der Erde, 1938, 12, H. 1.
- Dorsey G. E. The origin of the color of red beds. — Journ. Geol. 1926, 34.
- Well R. H., Insley H. Hydrothermal syntheses of kaolinite, dickite, beidellite and nontronite. — Journ. Research. Nat. Bur. Stondes, 1935, 15, № 2.
- Ford R. K. Rock colors. — Bull. Amer. Assoc. Petrol., 1944, 28.
- Frankel J. J. and Kent L. E. Grahamstown surface Quartzites (Silcretes). — Trans. Geol. Soc. South Africa, 40, 1937.
- Grim R. E. The depositional environment of red and green shales. — Journ. Sediment. Petrol., 1951, 21, № 4.
- Grim R. E., Bray R. H., Brodley W. T. The mica in argillaceous sediments. — Amer. Min., 1937, 22, № 7.

- Gruener J. W. The origin of sedimentary iron formations. The Biwabik formation of the Mesabi Range.— *Econ. Geol.*, 1922, 17, № 6.
- Grunau H. K. Probleme der Farbschichtung. *Eclog. Geol. Helv.*, 1956, 49, № 2.
- Hutchinson A. The biogeochemistry of aluminium and of certain related elements — *Quaterly Rev. Biology* Baltimore, 1943, 18.
- Jasmond K. Die silikatischen Tonminerale.— *Angewandte Chem. u. Chem.—Ingenieur — Technik*, 1955, № 60.
- Johns W. D., Jonas E. C. Some observation on the relation between isomorphism and properties of clays.— *Journ. Geol.* 1954, 62, № 2.
- Keller W. D. Illite and montmorillonite in green sedimentary rocks. *Journ. Sediment. Petrology*, 1953, 23, № 1.
- Köppen W., Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.
- Moor E. C., Maynard J. E. Solution transportation and precipitation of iron and silica.— *Econ. Geol.*, 1929, 24, № 3—6.
- Noll W. Mineralbildung im System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.— *N. J. Min., Geol., Abt. A*, 1935, 70.
- Noll W. Synthese von montmorilloniten.— *Chemie der Erde*, 1936, 10, H. 2.
- Okamoto Y., Okura T., Goto K. Properties of silica in water.— *Geochim. cosmochim. acta*, 1957, 12, № 1-2.
- Robb G. L. Red bed coloration.— *Journ. Sediment. Petrol.*, 1949, 19, № 3.
- Robertson R. H., Brindley G. W., Mackenzie K. C. Mineralogy of kaolin clays from Pugu. Tanganyika.— *Amer. Min.*, 1954, 39.
- Ross C. S., Kerr P. T. Halloysite and allophane.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1934, № 185-g.
- Storz M. Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrogenetisch-geologischen Bedeutung, T. I. Berlin, 1928.
- Tomlinson C. W. The origin of red beds.— *Journ. Geol.*, 1916, 24.
- Tunn W. Untersuchungen über die Verwitterung des Tremolit.— *Chemie der Erde*, 1940, 12, H. 3.
- Williamson W. O. Silicified sedimentary rocks in Australia.— *Amer. Journ. Sci.*, 1957, 255, № 1.
- Willstätter R. Über Rieselsäurewanderung und Verkieselung in der Natur.— *Natur. u. Wissenschaft*, 1931, 61, H. 8.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Г л а в а I. Геологическое положение района и его основные структурные элементы	5
Г л а в а II. Стратиграфическое расчленение континентальных меловых и третичных отложений по районам	13
Западная часть Казахского щита и восточный борт Тургайского прогиба	15
Джезказганская впадина	21
Западная часть Чуйской синеклизы	24
Поднятие Каратауского антиклинория и северный борт Кызылкумской синеклизы	28
Г л а в а III. Описание формаций мелового и третичного возраста	29
Морская терригенно-глауконитовая формация альб-сеномана и сеномана	31
Кызылтинская свита юго-западного склона хребта Б. Каратау	32
Кырккудукская свита правобережья р. Сарысу	36
Красноцветная слабокарбонатная аллохтонная формация неокома	41
Ерубайская и шаштюбинская свиты юго-западного склона хребта Б. Каратау	41
Шаштюбинская свита горной части хребта Б. Каратау	46
Шаштюбинская свита Боролдайских гор	48
Красноцветная слабокарбонатная аллохтонная формация турон-сантона	49
Котурбулакская свита юго-западного склона хребта Б. Каратау	51
Котурбулакская свита горной части хребта Б. Каратау	58
Белеутинская свита северного борта Чуйской синеклизы	59
Морская терригенно-глауконитовая формация палеоцен-эоцен-нижне-олигоценного возраста	66
Пестроцветная каолиновая автохтонная формация палеогена и верхов верхнего мела	76
Бокситоносная каолиновая подформация палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела	76
Аркалыкская свита Тенгизской впадины, ее фациальные изменения и продукты выветривания	76
Джартасская свита Джезказганской впадины	93
Железистая каолиновая подформация палеоцен-эоцена и верхов верхнего мела	99
Коскакольская свита Тенгизской впадины и наложенные процессы выветривания	99
Сарысуйская свита Джезказганской впадины	108
Железисто-кремнистая каолиновая подформация верхнеолигоценного возраста	112
Чаграйская и наурузумская свиты восточного склона Тургайского прогиба и Тенгизской впадины	112
	225

Лигнигноносная каолиновая подформация среднего олигоцена	117
Кутанбулакская и чиликтинская свиты восточного борта Тургайского прогиба	117
Лигнигноносная свита верховьев р. Сарысу	119
Красноцветная карбонатная аллохтонная формация среднего олигоцена	120
Кендерлыкская свита Чуйской синеклизы и Джезказганской впадины	121
Полимиктовая сероцветная аллохтонная формация верхнего олигоцена	125
Асказансорская свита Чуйской синеклизы	125
Пестроцветная монтмориллонитовая автохтонная формация верхнего олигоцена	127
Акжарская свита Тенгизской впадины	127
Зеленоцветная монтмориллонитовая автохтонная формация миоцена .	133
Аральская свита Тенгизской впадины и восточного склона Тургайского прогиба	133
Аральская свита Джезказганской впадины	135
Павлодарская свита Джезказганской впадины	136
Красноцветная карбонатная аллохтонная формация средне-верхне-миоценового возраста	138
Андассайская свита (средний миоцен) Чуйской синеклизы . .	138
Г л а в а IV. Общая характеристика формационных типов и условия образования некоторых пород	
Красноцветная карбонатная формация аридной зоны приморского и материкового климата и природа окраски входящих в нее пород . . .	141
Красноцветная слабокарбонатная формация переходной зоны приморского климата	154
Пестроцветная каолиновая формация гумидной зоны приморского климата	158
Бокситоносная каолиновая подформация и генезис связанных с ней бокситов	159
Железистая каолиновая подформация	170
Железисто-кремнистая каолиновая подформация и генезис связанных с ней кварцитовидных песчаников	171
Лигнигноносная каолиновая подформация	178
Слабокарбонатная каолиновая подформация	179
Полимиктовая сероцветная формация гумидной зоны приморского климата	179
Зеленоцветная монтмориллонитовая формация переходной зоны материкового климата	180
Пестроцветная монтмориллонитовая формация переходной зоны материкового климата и связанные с ней процессы монтмориллонитизации каолинита и галлаузитизации гидраргиллита	181
Морская терригенно-глауконитовая формация.	194
Г л а в а V. Основные условия образования формаций	
Роль тектонического фактора	196
Характерные особенности аллохтонных и автохтонных формаций	196
Формации поднятий и прогибов	198
Роль климатического фактора	202
Формационные ряды приморского и материкового климата . . .	202
Влияние климата на характер субаквальных континентальных отложений	203
Характер осадконакопления аридной зоны приморского и материкового климата (образование красноцветной карбонатной формации — красноземный тип выветривания)	204

Характер осадконакопления переходной зоны приморского климата (образование красноцветной слабокарбонатной формации — переход от красноземного к каолиновому типу выветривания)	205
Характер осадконакопления гумидной зоны приморского климата (образование пестроцветной каолиновой формации — каолиновый тип выветривания)	205
Характер осадконакопления переходной зоны материкового климата (образование зеленоцветной монтмориллонитовой формации — монтмориллонитовый тип выветривания)	206
Характер осадконакопления в период смены гумидного приморского климата на аридный материковый (образование пестроцветной монтмориллонитовой формации — переход от каолинового к монтмориллонитовому типу выветривания)	207
Влияние состава обломочного материала на характер континентального осадконакопления	208
Минералы легкой фракции	208
Минералы тяжелой фракции	211
Литература	218

Валентина Николаевна Разумова

**Меловые и третичные формации
западной части Центрального и
Южного Казахстана**

Труды Геологического института,
выпуск 46

*

*Утверждено к печати
Геологическим Институтом
Академии наук СССР*

*

Редактор издательства *Р. Л. Мишина*
Технические редакторы *Н. Д. Новичкова* и *В. Г. Лаут*

РИСО АН СССР № 13-29В Сдано в набор 4/I 1961 г.
Подписано к печати 22/V 1961 г. Формат 70×108^{1/16}
печ. л. 14,25 + 4 вкл. (0,8 печ. л.), усл. печ. л. 20,61
уч.-издат. л. 19,4 (18,6 + 0,8 вкл.) Тираж 1200 экз. Т-05662
Изд. № 5151 Тип. зак. № 1405

Цена 1 руб. 35 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-64, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
82	12 св.	остаточных глин	остаточных глыб
96	13 св.	прожилков и галлуазита	прожилков галлуазита
142	25 св.	окисные	окисное
166	11 св.	карбонаты алюминия	гидрокарбонаты алюминия
167	17 св.	брукитоподобных	бруситоподобных
182	23 св.	В красных	В краевых
185	24 св.	$(Al, Fe)_2 [Si_2O_{10}]_n H_2O$	$(Al, Fe)_2 (OH)_2 [Si_2O_{10}]_n H_2O$

Разумова В. Н.

1 р. 35 к.